

国立研究開発法人 海上・港湾・航空技術研究所

港湾空港技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

VOL. 61 No. 1 June 2022

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

NATIONAL INSTITUTE OF
MARITIME, PORT AND AVIATION TECHNOLOGY

総目次

1. 伊勢湾シミュレータに実装した領域沿岸データ同化法による通年のデータ同化実験：沿岸・河口域における適切なアンサンブルを作成するための境界条件の摂動
松崎 義孝, 井上 徹教
2. PC 圧着構造を用いたユニット式プレキャスト栈橋の開発－工場製作部材による省力化施工－
田中 豊, 池野 勝哉, 石塚 新太, 田中 智宏, 金枝 俊輔, 栗原 勇樹, 前 嘉昭, 天谷 公彦
中村 堇, 川端 雄一郎, 加藤 絵万, 岩波 光保

伊勢湾シミュレータに実装した領域沿岸データ同化法による 通年のデータ同化実験：沿岸・河口域における適切なアンサンブルを作成するための境界条件の摂動

松崎 義孝*・井上 徹教**

要 旨

本論文は *Journal of Geophysical Research: Oceans* で出版された論文「*Perturbation of Boundary Conditions to Create Appropriate Ensembles for Regional Data Assimilation in Coastal Estuary Modeling*」の日本語訳に、詳細な解説を加えたものである。伊勢湾での実際の観測データおよび伊勢湾シミュレータを使用して、アンサンブルカルマンフィルタによる沿岸河口の領域データ同化（領域沿岸データ同化）を実行し、この方法の適用性とロバスト性を調べる。また、摂動を付加する境界条件と、水温と塩分のデータ同化結果との関係を分析し、3つの境界条件（大気境界条件、側方境界条件（あるいは開境界条件、ここでは伊勢湾と太平洋との接続）、河川境界条件）に摂動を付加することによってアンサンブルを作成する方法を提案する。同化する観測値は伊勢湾モニタリングポストの水温と塩分とし、1日1回同化した。提案した同化方法によって、年間を通じた水温と塩分の不自然な変動がない、安定したデータ同化結果が得られた。さらに、3つの境界条件に摂動を適用しても *Filter divergence* は発生せず、本手法の適用性とロバスト性が示された。つまり、3つの境界条件に摂動を適用した場合、*ensemble spread* は同化に適した計算結果同士の違いを維持した。感度実験によると、気温と風速の両方の大気境界条件に摂動を付加した際に、特に表層付近で水温の *ensemble spread* が増加した。検討した境界条件の摂動のうち、風速は塩分の *ensemble spread* の大きさに最も大きな影響を及ぼし、その優位性は場所によって異なった。側方境界条件の摂動は、湾口近くのすべての水深で水温と塩分の *ensemble spread* を増加させ、観測は効果的に同化された。河川境界条件の摂動は、河口近くの水温と塩分の同化に寄与した。

キーワード：アンサンブルカルマンフィルタ、沿岸・河口域、アンサンブルの生成、伊勢湾、摂動、境界条件

* 海洋環境制御システム研究領域 海洋汚染防除研究グループ 主任研究官

** 海洋環境制御システム研究領域 海洋汚染防除研究グループ グループ長
〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1

国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所港湾空港技術研究所
電話：046-844-5064 Fax：046-844-0575 E-mail：matsuzaki-y@p.mpat.go.jp

Data Assimilation Experiment by Regional Coastal Data Assimilation Method for Ise Bay Simulator throughout the Year: Perturbation of Boundary Conditions to Create Appropriate Ensembles in Coastal Estuary Modeling

Yoshitaka MATSUZAKI*
Tetsunori INOUE**

Synopsis

This paper is a Japanese translation of the article “Perturbation of Boundary Conditions to Create Appropriate Ensembles for Regional Data Assimilation in Coastal Estuary Modeling“ published in Journal of Geophysical Research: Oceans, with more detailed description. Regional data assimilation is conducted for a coastal estuary using the ensemble Kalman filter, real observation data from Ise Bay, Japan, and a simulation model called the Ise Bay Simulator. The applicability and robustness of the method are then examined. We also analyze the relationship between the boundary conditions, which add perturbations and the data assimilation results of water temperature and salinity. A method of creating an ensemble by perturbing three boundary conditions (atmospheric forcing, lateral boundary conditions [open boundary conditions], and river discharge forcing) is then proposed. In situ water temperature and salinity profiles observed at fixed points are assimilated daily. The proposed assimilation method provides stable data assimilation without unnatural values for water temperature and salinity throughout the year. Further, applying a perturbation to the three boundary conditions does not lead to filter divergence, thus indicating good applicability and robustness, that is, applying a perturbation to the three boundary conditions does not degenerate the ensemble spread. According to a sensitivity experiment, perturbing the atmospheric boundary conditions of both air temperature and wind speed increases the ensemble spread of water temperature, especially near the surface layer. Wind speed has the greatest influence on the magnitude of the salinity ensemble spread, and its dominance depends on location. Perturbation of lateral boundary conditions increases the ensemble spread of water temperature and salinity at all water depths near the bay mouth, and the observations are effectively assimilated. Perturbation of river discharge forcing successfully assimilates water temperature and salinity near the estuary.

Key Words: ensemble Kalman filter, coastal estuary, Ensemble member generation, Ise Bay, perturbation, boundary conditions

* Senior Researcher, Marine Pollution Management Group, Marine Environment Control System Department

** Head of Group, Marine Pollution Management Group, Marine Environment Control System Department
3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan Port and Airport Research Institute
Phone : +81-46-844-5064 Fax : +81-46-844-0575 E-mail : matsuzaki-y@p.mpat.go.jp

目 次

要 旨	3
1. はじめに	6
1.1 導入	6
1.2 背景	6
1.3 目的	8
2. 方法	8
2.1 シミュレーションモデルとセットアップ	8
2.2 境界条件の設定	9
2.3 同化モデル	9
2.4 境界条件に摂動を追加する方法	10
2.5 同化した観測値	11
2.6 実験のセットアップ	12
2.7 精度検証方法	12
3. 結果	14
3.1 データ同化のパフォーマンスとロバスト性	14
3.2 境界条件に摂動を付加する効果	22
(1) 大気境界条件	22
(2) 側方境界条件	22
(3) 河川境界条件	23
4. 考察	28
4.1 データ同化のパフォーマンスとロバスト性	28
4.2 境界条件に摂動を付加する効果	28
4.3 今後の課題	29
5. 結論	29
6. おわりに	30
謝辞	31
参考文献	31
付録A 境界条件の作成方法	34
付録B 境界条件に付加する摂動の大きさ	35

1. はじめに

1.1 導入

港湾空港技術研究所では、沿岸・河口域の海域環境を診断・評価する重要な指標である、流動、水温、DO、植物プランクトン、青潮、赤潮、高次生態系（魚、二枚貝）等の物理・化学・生物量の変化のメカニズムを解明し、環境施策への提言等を行うことを目的とした研究を進めている。観測による研究アプローチとしては、伊勢湾と東京湾で湾口のフェリーによる定常観測データ（鈴木，2013；鈴木ら，2009；鈴木ら，2010；鈴木・竹田，2006）を用いた海水交換解析を行っている。また、モニタリングポストや定期船舶観測の結果を用いた解析も進めている（Hafeez et al., 2019；Hafeez et al., 2020）。

数値シミュレーションモデルによる研究アプローチとしては、沿岸・河口域の物理・化学・生物量を計算可能な数値シミュレーションモデル、通称：伊勢湾シミュレータ（田中ら，2011；田中・鈴木，2010）の開発を行ってきた。伊勢湾シミュレータは伊勢湾，東京湾，大阪湾，宍道湖といった日本の沿岸・河口域において適用した実績がある（井上ら，2015；田中ら，2011；田中・鈴木，2010；Hafeez & Inoue, 2021）。また、魚類生態系モデル（井上・小室，2020）や、アサリやシジミといった二枚貝モデル（鶴島ら，2019）も伊勢湾シミュレータに実装されている。

伊勢湾シミュレータに関連するモデルも組み込まれている。まず、粒子追跡モデルが実装されており、浮遊ゴミ、海上流出油、浮遊幼生等の移流、拡散、漂着をシミュレーションすることが可能である（蝦名ら，2021）。また、沿岸・河口域の物理・化学・生物量の数値シミュレーションを行う際は、大気の状態を高精度に再現することが望まれる。そのため、気象モデルWeather Research and Forecast: WRF (Skamarock et al., 2008) によって計算された風や気温等の情報を大気境界条件として入力できるシステムを構築している（Hafeez et al., 2021；Matsuzaki et al., 2021）。

以上に加えて、データ同化モデルを実装（松崎・井上，2020）し、数値シミュレーションモデルへの観測値の同化を行うことが可能となってきた。データ同化とは、観測値を数値シミュレーションに融合し、数値シミュレーション結果を修正する手法である。データ同化は、再現精度を向上させ、物理的プロセスの理解を深めることができる。本研究で用いるデータ同化手法の一つであるアンサンブルカルマンフィルタ（ensemble Kalman filter: EnKF）はモデルのアンサンブルから変数同士の相関を計算できるようになるので、観測情報を活かして、観測していない情

報の推定をすることができる。具体例として、データ同化では、モニタリングポストでの水温や塩分といった観測の情報を用いて、モニタリングポストから離れた位置の水温や塩分その他、溶存酸素や植物プランクトン等の数値シミュレーション結果を改善させることが可能である。本研究では、以上のような活用が可能となるデータ同化の研究の最新の研究成果（Matsuzaki & Inoue, 2022）の和訳を行うとともに、解析方法の補足説明や今後の研究の展望を加筆して報告する。

1.2 背景

沿岸河口での物理現象の正確な数値シミュレーションを実施することは、表-1に掲げる誤差要因があるため一定の困難がある。沿岸河口の数値シミュレーションにデータ同化を適用することは、物理プロセスが複雑なため依然として困難である（Stanev et al., 2016）。沿岸河口において領域データ同化（本論文では沿岸河口における領域データ同化を領域沿岸データ同化と定義する）を行うために設定すべき条件は多々あるけれども、そのうち、データ同化の最も重要な条件の1つは、背景誤差共分散（あるいは予測誤差共分散とも呼ばれる）である（Edwards et al., 2015；Hoteit et al., 2018；Moore et al., 2011；Sakov et al., 2012）。背景誤差共分散とは、数値シミュレーションの各モデル定義点における誤差と、モデル定義点間の相関関係を表すものであり、数値シミュレーションのモデル定義点に比較してデータ数の少ない観測値を数値シミュレーションモデル全体にどのように取り込むかを定めるものである。背景誤差共分散を計算する方法はいくつかあるが（Fisher & Courtier, 1995；Lee-Lueng Fu et al., 1993；Weaver & Courtier, 2001）、領域沿岸データ同化を行う際の背景誤差共分散の適切な設定方法は定まっていない状況である。この観点から、システム誤差、つまり数値シミュレーション誤差（Evensen, 1994）を示すアンサンブルメンバーを使用して背景共分散を表現および更新できるEnKFは、領域沿岸データ同化を行う際の背景誤差共分散の潜在的な検討方法であると考えられる。つまり、外洋と比較して、沿岸河口は、密度流、潮汐流、吹送流、および海流を含む短い時間スケールの複雑な流れ場を形成しているため、EnKFは沿岸河口の物理的プロセスを分析するための適切な方法であると考えられる。

アンサンブルメンバーは、数値シミュレーションの誤差と考えられる項目に摂動を付加して作成される。数値シミュレーションの誤差の原因となる誤差（表-1）を大別すると、(1) 初期条件、(2) 境界条件、(3) モデル方程式

とパラメータの3種類がある (Turner et al., 2008). データ同化の検討が比較的進んでいる外洋のデータ同化モデルについては、いくつかの研究で、初期条件 (Sakov et al., 2012), 大気境界条件 (Lima et al., 2019; Mirouze & Storto, 2019; Penny et al., 2015; Sakov et al., 2012), パラメータ (Brankart et al., 2015), および大気境界条件およびパラメータ (Baduru et al., 2019; Kwon et al., 2016; Sanikommu et al., 2020; Vandenbulcke & Barth, 2015) に摂動を付加する方法が提案されている。これは、比較的大きな計算領域で、長期的な変動が支配的である外洋での物理的プロセスの正確な数値シミュレーションにとって、初期条件, モデル, および大気境界条件が重要と仮定する研究者が多くいることを反映していると考えられる。なお, 本論文の元論文である Matsuzaki & Inoue (2022) の投稿後の最新の研究では, 側方境界条件にも摂動を付加する研究が報告されている (Liu & Hirose, 2022; Ohishi et al., 2022)。

それに対して, 本研究で領域沿岸データ同化においてアンサンブルを生成する際は, 特に3つの境界条件: 大気境界条件, 側方境界条件 (伊勢湾の場合は, 太平洋と伊勢湾の接続部分の境界の条件であり, lateral boundary conditionsのこと, 開境界条件とも呼ばれる), および河川境界条件の摂動が必要であると想定した。これは, 沿岸河口は計算面積が小さく, 境界条件の影響を受けやすいためである。さらに, 境界条件は領域沿岸数値シミュレーションの結果に大きな影響を与えるにもかかわらず, 利用可能なデータセットの制限のため, 正確な境界条件を設定することは非常に困難である。既往研究では, 領域沿岸数値シミュレーションは比較的短期間の変動が支配的であるため, 初期条件によって引き起こされる誤差変動は時間とともに減少することが報告されている (Turner et al., 2008)。さらに, 初期条件によって引き起こされた誤差は, multiplicative inflationによって維持することができる (Anderson & Anderson, 1999; Whitaker & Hamill, 2012) が, この手法では一貫した物理モデルは生成されないと報告されている (Sanikommu et al., 2020)。

既往研究では, EnKFを使用して領域沿岸データ同化が実施されている。たとえば, Turner et al. (2008) は大気境界条件, 側方境界条件, および河川境界条件に摂動を付加することにより, EnKFのアンサンブルメンバーを生成した。彼らはまた, 摂動の方法として, アンサンブルメンバーの境界条件に正規分布のランダムノイズを追加することを提案した。彼らは, 合成海面水温データ (合成データ: 疑似的に作成された観測データであり, 実際の観測データではない) を使用して, オーストラリアのPort

Phillip Bayでのシミュレーション実験 (OSSE) にこの方法を適用し, 優れた同化性能を報告した。また, Hoffman et al. (2012) は米国のChesapeake BayでOSSEを実施した。同化された合成データは, 定点水温, 塩分, およびSST (海表面水温, Sea surface temperature) である。彼らは, 初期条件と大気境界条件の風に摂動を付加することでアンサンブルを作成した。彼らは, 側方境界条件と河川境界条件に摂動を付加しなかったが, 実際の観測データを使用した現実のデータ同化を行う場合は, アンサンブルを生成するために側方境界条件と河川境界条件に摂動を付加する必要がある可能性について言及した。さらに, Khanarmuei et al. (2021) はshallow estuary of Currimundi Lakeで双子実験を行った。彼らは, 水位と河川流量の側方境界条件に摂動を付加し, 水位と流速の合成データを同化した。彼らは, 水位を同化するときには側方境界条件の水位に摂動を付加する重要性と, 流速を同化するときの河川境界条件の流量に摂動を付加することの重要性を明らかにした。ただし, これら領域沿岸データ同化の既往実験は実際の観測データは使用されておらず, 合成データが使用された。さらに, 実験は仮想であり, 数値シミュレーションの誤差要因が予めわかっただけで実施されているため, データ同化を成功させることは比較的容易である。

そこで, 著者らは実際の観測データを用いて伊勢湾でEnKFを実施した (松崎・井上, 2020)。アンサンブルメンバーは, 側方境界条件の水温と河川境界条件の水温に摂動を付加することで作成した。同化結果を観測値と比較し, 水温の精度が向上していることを確認した。ただし, 松崎・井上 (2020) ではデータ同化実験が夏季のみ実施されており, データ同化性能やデータ同化手法の年間を通じてのロバスト性 (ロバスト性: 堅牢性, 数値シミュレーションやデータ同化が途中で発散することなく目的の期間を計算実行可能なこと, 高精度に結果を得られる数値シミュレーションやデータ同化手法でもロバスト性が低い場合は実務において扱いにくい) は評価されていない。著者らは6章で述べる通り, 領域沿岸データ同化の結果を初期条件とした短期予測システムの構築と運用を目指しており, それに使用するためにはロバスト性の検証が必要となる。即ち, データ同化手法の評価には季節変動への対応および提案する手法の適用性とロバスト性の確認のために, 年間を通じて評価を実施することが不可欠である。

表-1 数値シミュレーションの誤差要因

誤差要因	例
初期条件の設定	計算開始時の湾内の水温, 塩分等の情報
側方境界条件の設定	湾口での時々刻々の水位, 及び水温, 塩分の鉛直断面情報
大気境界条件の設定	気温・日射・降水といった気象情報
河川境界条件の設定	流入河川の流量・水温情報
パラメータ	乱流モデルのパラメータ, 摩擦係数等
モデル化の誤差	乱流モデル, 日射/気温による熱フラックス等
地形, 格子	現実地形と数値シミュレーションモデルの地形の違いにより生じる流れ場の変化等

1.3 目的

本研究では, 伊勢湾を対象としたEnKFを実施し, データ同化法の適用性を評価する. 具体的には, 領域沿岸データ同化におけるアンサンブルメンバーを作成するための最適な摂動付加方法を分析する. また, 摂動を付加する境界条件と, 同化された水温および塩分データの結果, およびそれらのensemble spread (ensemble spreadの定義は後述) との関係も分析する. 我々の知る限り, これは1年間にわたる沿岸河口の実際の水温と塩分データを使用してEnKFを適用した最初の研究である. さらに, これまでの研究では, 実際の条件下で側方境界条件と河川境界条件に摂動を付加してアンサンブルを生成したことはない. したがって, この研究は, 摂動を境界条件に付加する影響を明らかにする. また, 長期のデータ同化結果の評価と, 客観的な評価指標による定量的評価を行うことにより, 領域沿岸データ同化手法のロバスト性を確認する. 提案された領域沿岸データ同化手法は, 沿岸河口への高い適用性を特徴とし, 季節変化を含む短期的および長期的な変動の両方に対応する.

2. 方法

2.1 シミュレーションモデルとセットアップ

数値シミュレーションは, 非静水圧モデルである伊勢湾シミュレータ(田中・鈴木, 2010)を用いて行われた. 数値シミュレーションモデルは伊勢湾の全域(広義の伊勢湾; 図-1, 表面積: 2,342 km², 平均深さ: 17 m, 体積:

3.94×10¹⁰ m³)をカバーするように構成された. 湾は緯度・経度方向の両方で約70 kmの長さで, 2つに分かれている. 西側(狭義の伊勢湾)の表面積は1,738 km², 平均水深は20 m, 体積は3.39×10¹⁰ m³である. 湾の中央の水深は約35 mで, 湾口の最大水深は100 mである. 東側の三河湾は, 表面積, 平均水深, 体積はそれぞれ604 km², 9 m, 5.5×10⁹ m³である. 最大水深は約35mであり, ほとんどの水深は20 m未満である(図-1). 側方境界は太平洋に接している. 年間河川流量(約2.0×10¹⁰m³)は伊勢湾の体積の約半分である. 伊勢湾には, 一級水系10河川と, 中小河川の91河川が流入している. 三大河川である木曾川, 長良川, 揖斐川が最も流量が多く, これら3つの河川は湾奥から流れ込んでいる(図-2). 伊勢湾の西側に8つの一級河川が流入し, 三河湾に2つの一級河川が流入している. したがって, 河川数及び淡水流入量は狭義の伊勢湾に偏っている. 伊勢湾の特徴的な風のパターンは2種類ある. 秋から春にかけては北西からの季節風が卓越し, 夏には日中は南東から, 夜間は北西からの海陸風が卓越する(Sekine et al., 2002). 水深が比較的に浅いため, 風によって貧酸素水塊が湧昇する等の問題が生じる.

沿岸河口の流動構造をシミュレートするため, 水平方向の格子サイズは x , y 方向ともに800 mのデカルト座標系を使用した(図-2). 座標系は緯度経度から時計回りに45°回転させて設定した. 垂直層の数は32で, 水面近くで0.5 m間隔, 海底近くで30 m間隔に設定した. 入力水深データは, 海上保安庁が作成した海図から水深を読み取って作成した. 水平乱流モデルにはsubgrid-scaleモデルを使用した. 垂直乱流モデルには, Henderson-Sellers (1985)のモデルから修正されたNakamura and Hayakawa (1991)のモデルを使用した. 側方境界の透過条件にはゾンマーフェルト放射条件(Orlanski, 1976)を適用した.

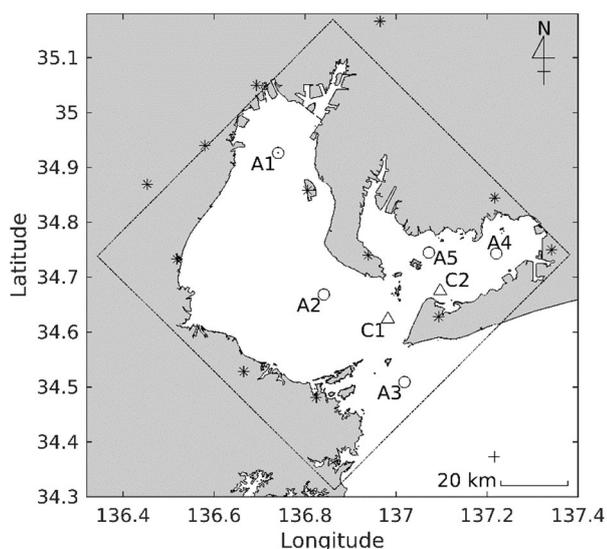


図-1 検討対象である伊勢湾。破線はデータ同化の実験領域を示している。円と三角形は、それぞれ、モニタリングポストに関するデータ同化と精度検証に使用された観測値の観測点を表す。アスタリスクは、大気境界条件のデータを生成するために使用された観測値の観測点を表す。十字は、側方境界条件を生成するために使用された観測値の観測点を表す。

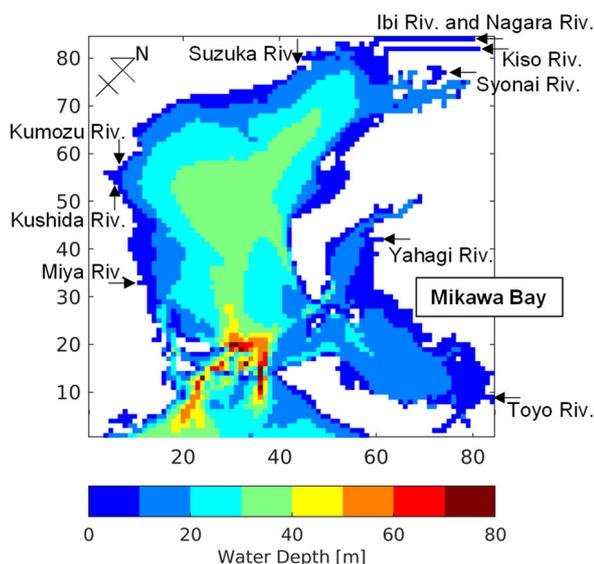


図-2 計算格子とその水深。矢印は、10の一級河川の流入位置と流入方向を示している。横軸と縦軸はx軸とy軸で85×85の計算格子を示している。本研究では、海域全体を伊勢湾、伊勢湾の東側を三河湾、三河湾を除く伊勢湾を「狭義の伊勢湾」と定義している。

2.2 境界条件の設定

データ同化を含む本検討は、10日間程度の短期予測を行うために設計されたシステムをもとに実施された。すなわち、境界条件に使用されるデータは、リアルタイムで利用可能なデータのみを使用して作成された。言い換えると、境界条件を作成するのにより適切と考えられる、より正確性の高いデータの使用が考えられるが、リアルタイムで取得できない限り境界条件には使用していない。また、気象モデルの出力を大気境界条件として利用するシステムがこの数値シミュレーションモデルのために開発されている(Hafeez et al., 2021; Matsuzaki et al., 2021)が、気象モデルの出力結果は本研究で使用していない。

この研究で用いた境界条件の作成方法の概略は以下のとおりである。大気境界条件は伊勢湾周辺の12の観測所から得られたデータから空間補間により作成した。側方境界条件は、10年間、月1回観測されたデータの平均値から作成した。実観測値を基に作成した平均値(気候値)を使用しているため、側方境界条件の水温と塩分は現実と大きく異なると思われる。河川流量は、流域の降水量から貯留関数法を使用して計算した。降水量は、観測データを基に作成した。河川水温は、観測値から作成された回帰直線を用いて河口付近の気温から推定した。境界条件作成方法の詳細は付録Aに示す。

2.3 同化モデル

伊勢湾シミュレータのEnKFモデル(松崎・井上, 2020)は、Evensen (2003)に基づいてコーディングした。EnKFの基礎となるカルマンフィルタと、EnKFの基本的な分析手順は次のとおりである。解析値 x^a (data assimilation results)は、ある時間 t で、式(1)に示すように、背景値 x^f (forecast/simulation results, 第一推定値とも呼ばれる)と観測値 y の最適な加重平均によって取得される。

$$x_t^a = x_t^f + K_t(y_t - H_t x_t^f) \quad (1)$$

ここで、 x は数値シミュレーションモデルの各メッシュの水温、塩分、流速などの物理量を要素とする状態ベクトル、 y は、水温、塩分、流速などの観測値を要素とする観測ベクトル、 H は観測行列であり、数値シミュレーションモデルの結果(状態ベクトル)から観測点に対応するメッシュの物理量を抽出する演算子、 K は観測値が同化される程度を決定する重み行列(カルマンゲイン)である。 K は次のように計算される。

$$K_t = P_t^f H_t^T (R_t + H_t P_t^f H_t^T)^{-1} \quad (2)$$

ここで、 P は背景誤差共分散行列(あるいは予報誤差共分散

散行列とも呼ばれる), \mathbf{R} は観測誤差共分散行列である. 上付き文字 T は転置を意味する. 式 (2) は, 観測値の同化率が \mathbf{P} と \mathbf{R} の関係によって決定され, 観測値による空間方向の修正が \mathbf{P} によって決定されることを示している. 1. で述べたように, この研究の主な目的は領域沿岸データ同化に適したアンサンブルの算出方法の検討であり, それは背景共分散行列 \mathbf{P} を算出するのに使用される.

EnKF のデータ同化フローは次のとおりである. アンサンブルメンバーは数値シミュレーションモデル (本研究では伊勢湾シミュレータ) を使用して計算される. 本研究では 2.4 で説明するように, アンサンブルメンバーはさまざまな境界条件の下で計算される. アンサンブルメンバー数は L で表される.

背景誤差共分散行列はアンサンブルから推定される.

$$\bar{\mathbf{P}}_t^f = \frac{1}{L-1} \sum_{l=1}^L (\mathbf{x}_t^{f(l)} - \bar{\mathbf{x}}_t^f) (\mathbf{x}_t^{f(l)} - \bar{\mathbf{x}}_t^f)^T \quad (3)$$

$$\bar{\mathbf{x}}_t^f = \frac{1}{L} \sum_{l=1}^L \mathbf{x}_t^{f(l)} \quad (4)$$

ここで, オーバーバーはアンサンブルから求まる平均値と共分散行列を表す.

観測誤差共分散行列は, アンサンブルから推定される.

$$\bar{\mathbf{R}}_t = \frac{1}{L-1} \sum_{l=1}^L (\mathbf{r}_t^{(l)} - \bar{\mathbf{r}}_t) (\mathbf{r}_t^{(l)} - \bar{\mathbf{r}}_t)^T \quad (5)$$

$$\bar{\mathbf{r}}_t = \frac{1}{L} \sum_{l=1}^L \mathbf{r}_t^{(l)} \quad (6)$$

ここで, \mathbf{r} は観測誤差であり, 観測機器や測定環境の特性によって発生する測定誤差と, 数値シミュレーションモデルでは表現できない現象による表現誤差の値の和を表す.

カルマンゲインは次のように推定される.

$$\bar{\mathbf{K}}_t = \bar{\mathbf{P}}_t^f \mathbf{H}_t^T (\bar{\mathbf{R}}_t + \mathbf{H}_t \bar{\mathbf{P}}_t^f \mathbf{H}_t^T)^{-1} \quad (7)$$

アンサンブルメンバーの解析値は式 (8) で計算される.

$$\mathbf{x}_t^{a(l)} = \mathbf{x}_t^{f(l)} + \bar{\mathbf{K}}_t (\mathbf{y}_t + \mathbf{r}_t^{(l)} - \mathbf{H}_t \mathbf{x}_t^{f(l)}) \quad (l = 1, \dots, L) \quad (8)$$

各アンサンブルメンバーの解析値の平均値である $\bar{\mathbf{x}}_t^a$ がデータ同化の結果である.

$$\bar{\mathbf{x}}_t^a = \frac{1}{L} \sum_{l=1}^L \mathbf{x}_t^{a(l)} \quad (9)$$

アンサンブルシミュレーションの計算格子の設定は 2.1 で説明したものと同一である. EnKF は 32 メンバーで実装した. 最適なアンサンブル数については十分な検討ができていないが, 既往研究 (松崎・井上, 2020) において夏季の伊勢湾を対象とした 20 日間のデータ同化を実施し

た際に, 32 メンバーでデータ同化が途中で発散することなく実行可能であったため, 本研究でもそれに従った.

2.5 で説明される観測データは, 1 日 1 回 0:00 に同化された. 距離関数等をカルマンゲインに乗じて観測点から遠い位置の修正量を小さくする手法である localization (Evensen, 2009; Gaspari & Cohn, 1999; Hamill et al., 2001) は適用していない. したがって, 距離関数などの非物理的手法の代わりに, 物理モデルを使用して作成された背景誤差共分散に基づいて伊勢湾全体を修正することが可能である. EnKF モデルはデータ同化の時間発展に伴い ensemble spread が縮退する. そのような状況ではシステム誤差が観測誤差よりも極端に小さく, 観測値が取り込めない状況となる. これを Filter divergence という. それを防ぐために multiplicative inflation という手法が導入されることがあるが, この手法は非物理的な偽りの共分散を生成することが指摘されている (Sanikommu et al., 2020) ため, multiplicative inflation 手法は適用しなかった. 観測誤差の相関は無視した. すなわち, 観測誤差共分散行列は対角行列に設定した. 次項で説明する通り, システム誤差を表すために, 境界条件に摂動が付加された. 側方境界付近で同化を行うと, 同化システムが不安定になった. データ同化が安定的に実施されるために, 側方境界に隣接する 2 つのメッシュを同化から除外した. これにより, 安定したデータ同化が確保された.

2.4 境界条件に摂動を追加する方法

摂動生成方法及びその大きさを決定することは困難な作業である. 既往研究では, システムノイズを含むアンサンブルを表現するための境界条件を決定するために, さまざまな方法が採用されていた. たとえば, (i) 正規分布に従ったノイズを付加する方法 (Turner et al., 2008), (ii) red noise を付加する方法 (Evensen, 2003; Sakov et al., 2012), (iii) 境界条件としてアンサンブルシミュレーション結果 (Bougeault et al., 2010) を使用する手法 (Sanikommu et al., 2020), および (iv) 異なる時間における状態量の違いを摂動と見なす方法 (Kunii & Miyoshi, 2012) がある. 本研究では, 式 (10) に示すように, 方法 (i) を採用した. これは, Turner et al. (2008) らが OSSE (Observing System Simulation Experiment, 数値実験) ではあるものの, 領域沿岸データ同化を成功させていることによる.

$$\mathbf{F}_{mem} = \mathbf{F}_{base} + \mathbf{v} \quad (10)$$

ここで, \mathbf{F}_{mem} は摂動を伴うデータ同化の境界条件, \mathbf{F}_{base} は

数値シミュレーションの境界条件, ν は平均がゼロで分散が ξ^2 の正規分布を持つ摂動を示す. ただし, 式 (10) で示される方法は一部の境界条件では無効であると考えられる. たとえば, 河川流量の境界条件の場合, 河川流量がゼロに近い状態で正規分布のノイズが追加された場合, 河川流量の境界条件は負の値になる. また, 河川流量境界条件の誤差は河川流量が多い時ほど大きくなることが考えられる. そこで, 式 (11) が導入された.

$$F_{mem} = (1 + \nu)F_{base} \quad (11)$$

この研究で評価されたモデル出力は水温と塩分である (2.7 で説明). 水温と塩分のシミュレーション誤差に大きな影響を与えると考えられる境界条件は, 以下のよう
に選択された. 数値シミュレーションモデルの場合, 大気境界条件には, 気温, 短波放射, 長波放射, 大気圧, 風向, 風速, 水蒸気圧, および降水量が含まれる. 側方境界条件には, 水温, 塩分, および水位が含まれる. 河川境界条件には, 河川流量と河川水温が含まれる. これらのうち, 気温, 短波放射, 長波放射, 側方境界水温, 河川水温の境界条件の誤差は, 水温の数値シミュレーション誤差に直接関連していると考えられた. 同様に, 降水量, 側方境界塩分, および河川流量の境界条件の誤差は, 塩分の数値シミュレーション誤差に直接関連していると考えられた. また, 水塊の流れによって水温や塩分が移流・拡散するため, 風速, 気圧, 側方境界の潮位の境界条件の誤差も影響していると考えられた. これらの境界条件に対して, これらの3つの仮定が設定された. まず, 気温誤差には短波放射と長波放射の誤差が含まれるとした. 第二に, 降水量誤差は河川流量誤差に含まれるとした. 第三に, 大気圧と側方境界の潮位との間の誤差の影響は比較的小さいと考え, 無視した. したがって, 大気境界条件の摂動は気温と風速, 側方境界条件の摂動は水温と塩分, 河川境界条件の摂動は河川流量と河川水温とした.

誤差の大きさは境界条件の精度と相関すると考えられるため, アンサンブルを作成するための摂動の大きさ ξ は, 境界条件の生成方法を考慮して決定する必要がある. 本研究では, 計算されたすべての誤差分布が正規分布に従うとし, 詳細は付録 B に示す仮定に従って, ξ の値を試行ベースで計算した. ξ の値は表-2 に要約される. 少数のメンバーで正規乱数によって正規分布を表す場合, サンプリングエラーのために正規分布から大きく逸脱する可能性がある. 本研究では, 正規乱数を使用せず, 正規分布の累積値と一致するように各メンバーの値を設定し, 少数のメンバーでも正規分布を表現できるようにした. 境界条件同士の意図しない相関を回避するために, Fisher-

Yates シャッフル (Fisher & Yates, 1948) を使用して 10,000 回の置換を試行し, 相関が最も低い組み合わせを使用して各アンサンブルメンバーに境界条件を設定した.

表-2 境界条件に付加する摂動の大きさ. ξ 値の計算は付録 B に示されている.

境界条件	要素	方法	ξ
大気境界条件	気温	式 (10)	3.04 °C
	風速	式 (10)	3.45 m s ⁻¹
側方境界条件	水温	式 (10)	0.73 °C
	塩分	式 (10)	0.20
河川境界条件	流量	式 (11)	0.35
	水温	式 (10)	1.21 °C

2.5 同化した観測値

データ同化には, 伊勢湾モニタリングポストの水温と塩分の観測値を使用した. 伊勢湾では7つのモニタリングポスト (図-1 参照) が稼働している. そのうち, 表-3 の5つの観測点のデータが同化された. 同化値の観測時間は 00:00 である (なお, 24 時間平均値ではない). 観測誤差の分散は, 水温は (1.0°C)², 塩分は (1.0)² に設定した. これらの値は, 既往研究 (松崎・井上, 2020) を参照して設定した. 観測値の品質管理方法は, 観測値間の相関等から品質管理を行う内的 QC と, 観測値と数値シミュレーション結果の差の大きさから品質管理を行う外的 QC (外的 QC は background quality control の訳) がある. 本検討では外的 QC によって疑わしい観測値は除外できていると判断し, 内的 QC は行わなかった. 外的 QC はグロスエラーチェックを以下の順で実施した.

- ① 観測値と数値シミュレーションの差値である D 値を算定し, その大きさに応じて PASS (通過), SUSPECT (保留), REJECT (排除) の3種類のフラグを各観測データに付加した.
- ② SUSPECT データに対して空間整合性範囲内の D 値の平均値との比較を行った. 平均値との差が 2 倍以内である場合, 観測データは正しいものと判断して SUSPECT を PASS と変更した. そうでない場合は SUSPECT を REJECT と変更し, 同化計算から除外した.
- ③ 空間整合性範囲内に比較対象となるデータがない場合, SUSPECT→PASS とした.

本検討では, REJECT 値を水温は 3.0°C, 塩分は 6.0, SUSPECT 値を水温は 2.0°C, 塩分は 4.0, 空間整合性範囲を

半径 1600 m (2 メッシュ分) とした。

2.6 実験のセットアップ

実験は 6 つのケースで実施された (表-4)。標準実験 (control run: CR) はデータ同化ではなく通常の数値シミュレーションである。DAA11 では、大気境界条件、側方境界条件、および河川境界条件の 3 つに摂動を付加した。DAA11 は実験前に最適と考えた条件である。他の 4 つの実験も同化を行っているが、アンサンブルを生成するための摂動の付加方法が異なる。DAwoAtm は DAA11 と同じ条件であるが、気温と風速の大気境界条件には摂動を付加してなかった。すなわち、データ同化結果に対する大気境界条件の不確実性を考慮することの影響を分析した。DAwoWind は、DAwoAtm と同じ条件であるが、気温には摂動を付加しており、大気境界条件の中で気温と風速の影響を分離するために行った。最後に、DAwoLBC と DAwoRiv は DAA11 と同じ条件であるが、それぞれ、側方境界条件および河川境界条件に摂動を付加しなかった。すなわち、側方境界条件と河川境界条件の不確実性を考慮した場合のデータ同化結果への影響を調べた。同化実験は、2016 年 1 月 1 日から 1 年間実施し、本手法の季節変動を含む長期変動への適用性を評価し、データ同化手法のロバスト性を検証した。2016 年 1 月 1 日の同化実験の初期アンサンブルは、2015 年 4 月 1 日から 8 か月のスピニアップを行うことで作成した。スピニアップ期間では、アンサンブルメンバーは、摂動を含む境界条件を用いて計算した。

2.7 精度検証方法

モデル出力の水温と塩分データを、データ同化に使用していないモニタリングポストである中山水道と 3 号ブイで観測された水温と塩分のデータと比較した (表-5)。すなわち、狭義の伊勢湾側の代表点として中山水道、三河湾側の代表点として 3 号ブイが選択された。また、中山水道は側方境界に比較的近いいため側方境界条件の影響が出やすい条件、3 号ブイは側方境界に離れており側方境界条件以外の影響が出やすい条件での結果の考察ができることを想定した。観測データは 1 時間毎に収集されているが、同化は 24 時間毎に行った。したがって、比較は 24 時間毎に行った。なお、観測時間は 0:00 であり、それは 24 時間平均値ではない。モデル出力の水温データは、モニタリングポストの他に、Terra および Aqua (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer: MODIS) によって観測された SST と比較して、空間方向の水温の同化結果を評価した。MODIS SST データは、22:00 から 02:00 の間に観測されたすべてのデータが 00:00 に観測された

と仮定して使用した。残念ながら、SST と同様の塩分マップデータセットが存在しないため、塩分空間分布の評価は困難である。改善の策として、同化に使用された観測値 (表-3) とモデル出力を比較して、アンサンブルを生成するための摂動境界条件の影響の評価および議論を行った。

モデル出力の精度は、指標としてバイアス (bias: 平均誤差, 式(12)) および平方根平均二乗誤差 (root mean square error: RMSE, 式(13)) を使用して評価した。:

$$bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - o_i) \quad (12)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - o_i)^2} \quad (13)$$

ここで、 m_i と o_i はそれぞれモデル出力と観測値であり、 N はモデル出力と観測値の数である。SST は、bias と RMSE に加えて、バイアスが除去された RMSE (Centered RMSE: CRMSE, 式(14)) と相関係数 (correlation coefficient: CC, 式(15)) を使用して評価した。

$$CRMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(m_i - \bar{m}) - (o_i - \bar{o})]^2} \quad (14)$$

$$CC = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - \bar{m})(o_i - \bar{o})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - \bar{m})^2} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o})^2}} \quad (15)$$

ここで、 \bar{m} と \bar{o} はそれぞれモデル出力と観測値の平均値である。

EnKF の同化結果は、背景値と観測値の加重平均によって得られる。加重平均は、背景値の誤差量である ensemble spread によって決定される。ensemble spread の大きさを評価した (式(16))。

$$Ensemble\ spread = \sqrt{\frac{1}{L-1} \sum_{i=1}^L (m_i - \bar{m}_L)^2} \quad (16)$$

ここで \bar{m}_L は m_i のアンサンブル平均である。

伊勢湾シミュレータに実装した領域沿岸データ同化法による通年のデータ同化実験：
沿岸・河口域における適切なアンサンブルを作成するための境界条件の摂動

表-3 同化した観測値

No.	観測点	緯度(°N)	経度(°E)	観測タイプ	観測水深
A1	湾奥	34.926	136.741	自動昇降	水表面から 1.0 m 毎
A2	湾央	34.669	136.841	自動昇降	水表面から 1.0 m 毎
A3	湾口	34.509	137.018	固定	L.W.L. から 1.0 m, 11.8 m, 23.2 m
A4	1号ブイ	34.743	137.220	自動昇降	水表面から 1.0 m 毎
A5	2号ブイ	34.745	137.072	自動昇降	水表面から 1.0 m 毎

表-4 実験条件

実験ケース名	データ同化	大気境界条件の摂動		側方境界条件の摂動	河川境界条件の摂動
		気温	風速		
CR	同化無し				
DAA11	同化有り	有り	有り	有り	有り
DAwoAtm	同化有り	無し	無し	有り	有り
DAwoWind	同化有り	有り	無し	有り	有り
DAwoLBC	同化有り	有り	有り	無し	有り
DAwoRiv	同化有り	有り	有り	有り	無し

表-5 同化に使用していない比較用の観測点

No.	観測点	緯度(°N)	経度(°E)	観測方法	観測水深
C1	中山水道	34.623	136.982	固定	L.W.L.から 1.4 m, 8.2 m, 12.4 m
C2	3号ブイ	34.675	137.097	自動昇降	水表面から 1.0 m 毎

3. 結果

3.1 データ同化のパフォーマンスとロバスト性

この節では、モデル出力である数値シミュレーション (CR) と大気・側方・河川の各境界条件に摂動を付加した場合のデータ同化 (DAAll) の結果を比較して、データ同化手法の有効性を検証する。図-3 と図-4 は、中山水道 (C1) と 3号ブイ (C2) で観測された水温の観測値、及び CR と DAAll のモデル出力の時系列である。観測値と CR の水温の年変動は同様の傾向を示している。ただし、水温は観測値よりも高くなっている。この違いは特に下層で大きい。DAAll では、水温は観測値と一致するように修正された。さらに、DAAll は、計算が発散することなく 1 年間のデータ同化を実行することができた。図-5、図-6 は、C1 と C2 の水温の観測値とモデル出力の間の bias と RMSE を示している。bias と RMSE は、全ての水深で CR よりも DAAll の方が改善した。bias の修正量は、水面付近と底部付近でほぼ同じであり、CR と DAAll の差の平均は C1 で 0.78°C 、C2 で 1.09°C である。一方で、RMSE の改善は、表層よりも底層で大きくなった。CR と DAAll の差の平均は C1 で 0.57°C 、C2 で 0.86°C である。これらの結果は、提案する領域沿岸データ同化手法が水温の修正に効果的であり、非常にロバストである、つまり、年間を通じて適用でき、季節変動を反映していることを示している。

図-7～図-10 は、それぞれ、MODIS によって観測された SST データとモデル出力の間の bias, RMSE, CRMSE, および CC の水平空間分布を示している。DAAll の bias, RMSE, および CRMSE の値は、伊勢湾全体、特に狭義の伊勢湾の西側で CR のスコアよりも優れている。西側には観測点はなく、データ同化に使用された観測値は湾の中央から東側に位置している。これは、データ同化が背景誤差共分散を使って観測値を湾全体に同化しているからであり、背景誤差共分散は提案された摂動付加方法によって適切に表現されるためである。DAAll の CC 値は、CR の CC 値とほぼ同様の分布である。SST の bias, RMSE, および CRMSE は、DAAll でそれぞれ 0.67°C 、 0.54°C 、および 0.34°C

改善した (図-11)。一方で、bias, RMSE, および CRMSE の値は、湾口の東側および河口付近では実質的な改善を示しておらず、改善の余地がある。数値シミュレーションとデータ同化の結果の RMSE と CRMSE は、三大河川の河口で高かった (x 方向に約 55 メッシュ, y 方向に 75 メッシュ周辺)。CR の場合、境界条件での河川水温の偏りは小さかったものの、実際の河川水温とのばらつきが大きかったことが一因であると考えられ、したがって、RMSE と CRMSE は高かった。DAAll の場合、観測所は河口付近になく、観測所と河口の相関は低かった可能性があり、その場合、修正が行われない。

図-12、図-13 は、C1, C2 における塩分の観測値及び CR と DAAll のモデル出力の時系列を示している。同化による塩分への影響は水温ほど明確ではないが、同化性能は年間を通じて安定している。図-14、図-15 は、C1, C2 の塩分の bias と RMSE を示している。bias と RMSE の値は、C1 のすべての水深で DAAll は改善する。DAAll と CR の実験間の Bias と RMSE の差の平均は、それぞれ 0.17 と 0.06 である。C2 では、bias は水深 6 m 及び 8 m を除いた DAAll のすべての水深で改善する。ただし、RMSE は改善していない。2 つの実験間の bias と RMSE の差の平均は、それぞれ 0.07 と -0.09 である。同化によって改善していない理由の 1 つは、塩分データの同化の摂動の大きさ (ζ) が境界条件で適切でなかったことである可能性がある。DAAll と同じ条件のデータ同化で、境界条件の摂動の大きさのみ変更する感度実験の結果 (感度実験の結果は示していないが、 ζ はそれぞれ大気境界条件の気温 1.00°C 、風速 2.00 m s^{-1} 、側方境界条件の水温 0.50°C 、塩分 0.25、河川境界条件の河川流量 0.36、河川水温 0.50°C)、C2 での塩分の RMSE の平均は DAAll の方が CR より 0.01 改善する。したがって、摂動の最適な大きさを慎重に検討する必要がある。しかしながら、提案する領域沿岸データ同化手法は、水温と塩分の両方に対して効果的でロバストな方法であることを示している。

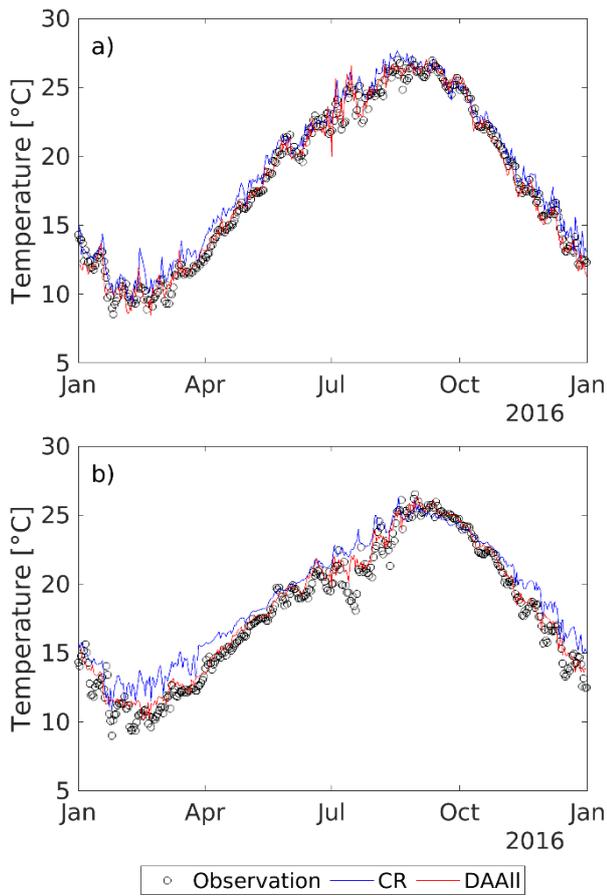


図-3 中山水道 (C1) における水温の観測値とモデル出力 (CR, DAAll) の時系列. a) 水深 1.0 m; b) 水深 12.0m.

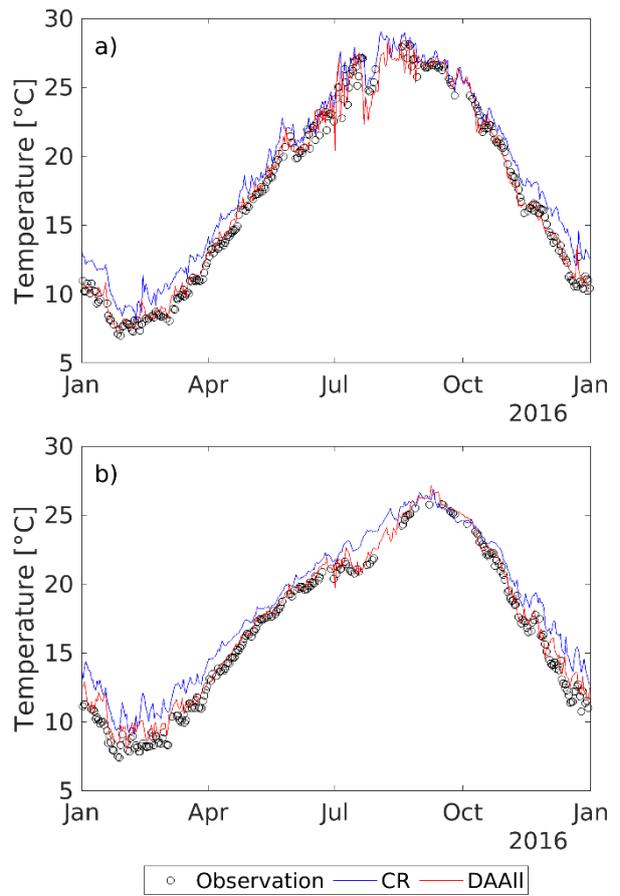


図-4 3号ブイ (C2) における水温の観測値とモデル出力 (CR, DAAll) の時系列. a) 水深 1.0 m; b) 水深 12.0m.

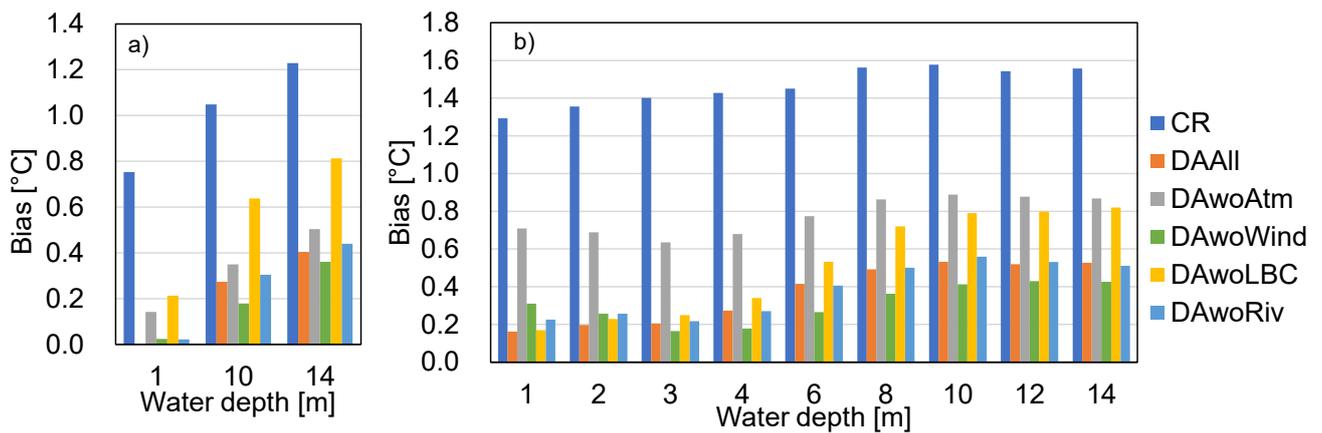


図-5 水温の観測とモデル出力の bias. a) C1; b) C2.

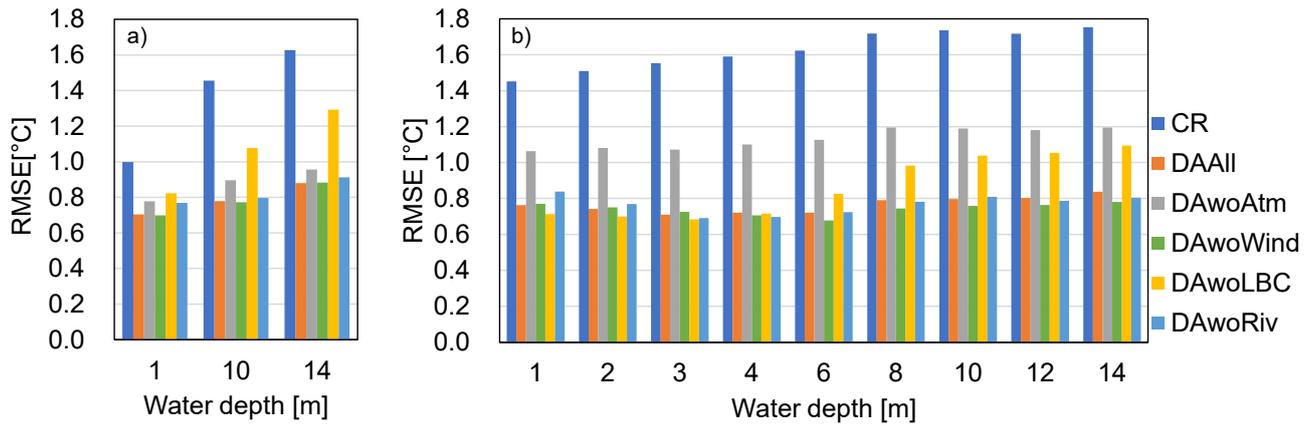


図-6 水温の観測とモデル出力の RMSE. a) C1; b) C2.

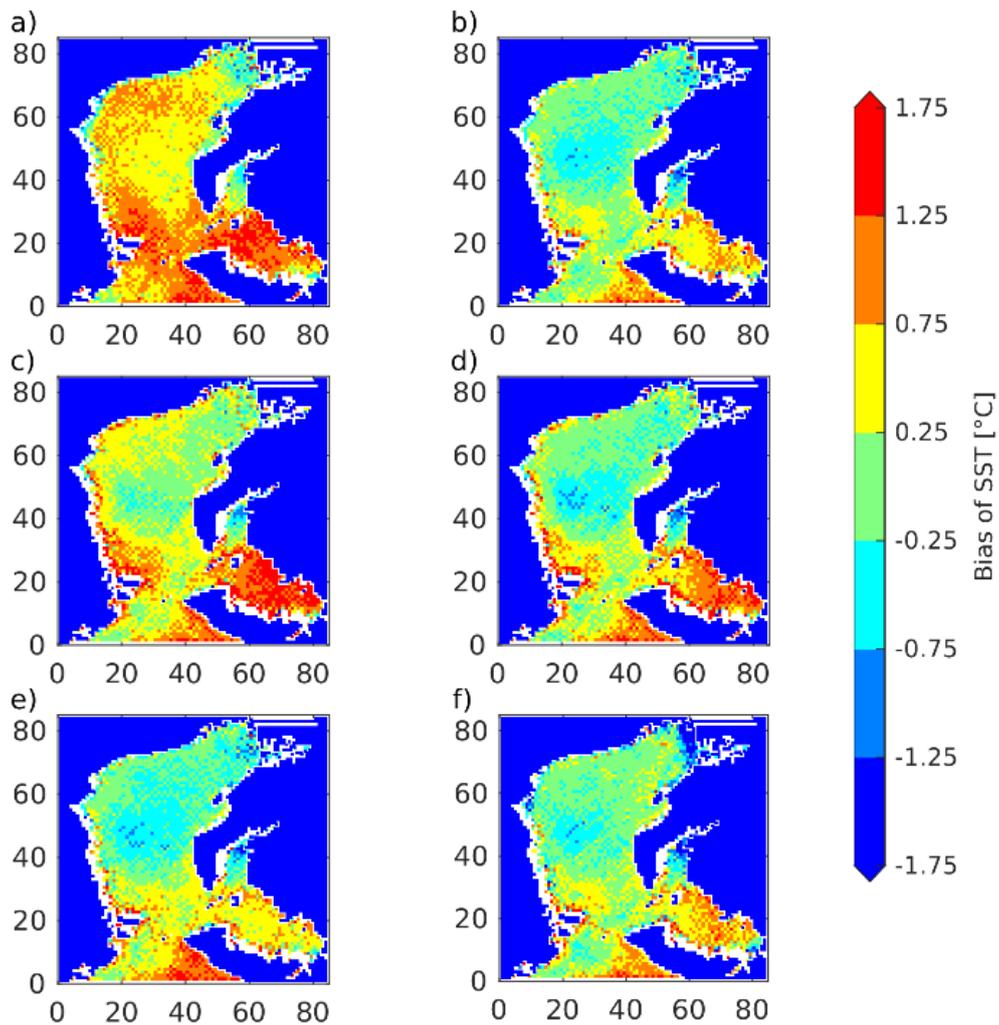


図-7 SST の bias の平面分布. a) CR, b) DAAll, c) DAwoAtm, d) DAwoWind, e) DAwoLBC, 及び f) DAwoRiv. 横軸と縦軸は x 軸と y 軸 (85×85) の計算格子を示している.

伊勢湾シミュレータに実装した領域沿岸データ同化法による通年のデータ同化実験：
沿岸・河口域における適切なアンサンブルを作成するための境界条件の摂動

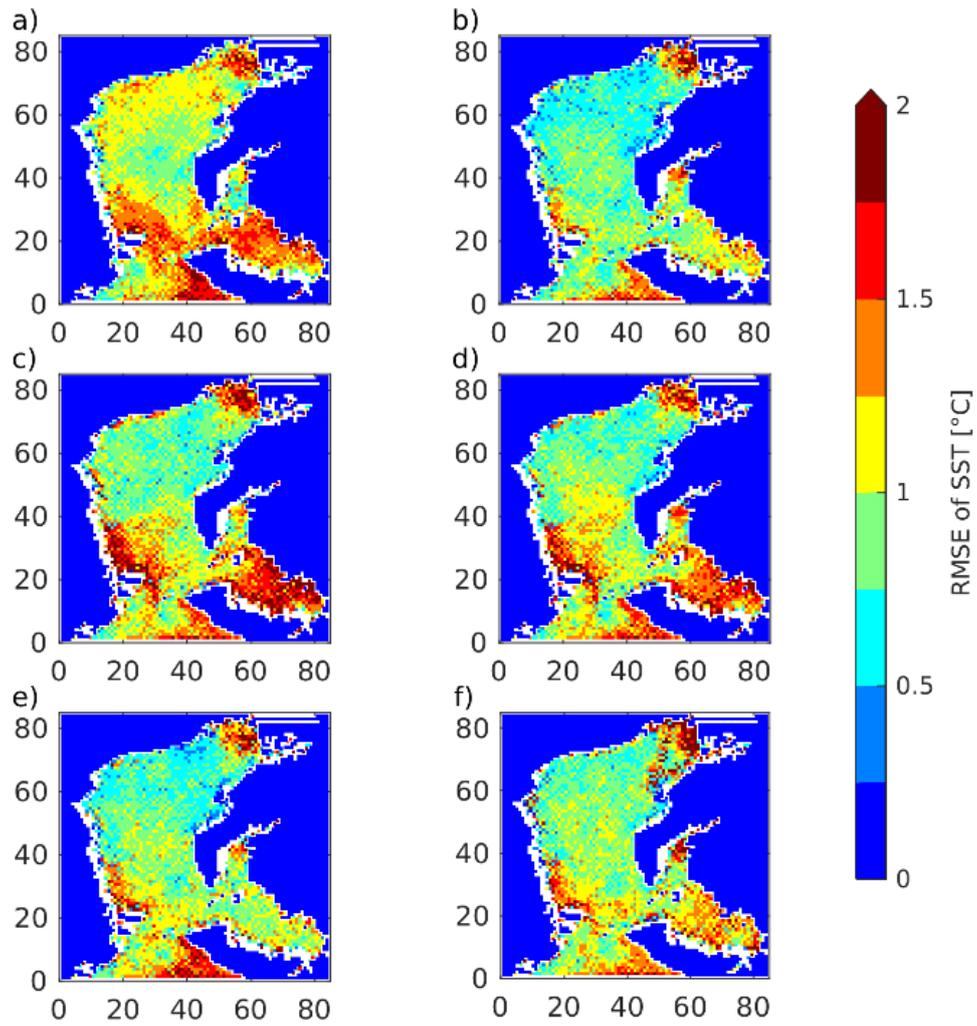


図-8 SST の RMSE の平面分布. a) CR, b) DAAll, c) DAwoAtm, d) DAwoWind, e) DAwoLBC, 及び f) DAwoRiv. 横軸と縦軸は x 軸と y 軸 (85×85) の計算格子を示している.

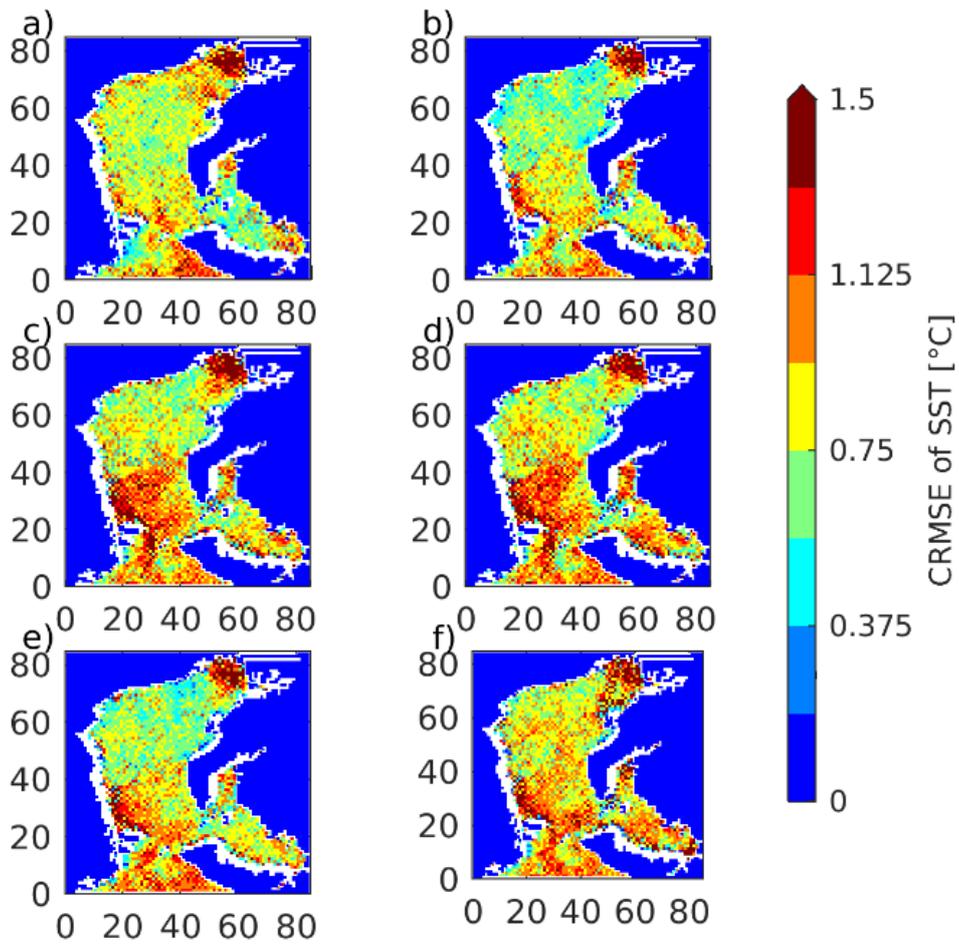


図-9 SST の CRMSE の平面分布. a) CR, b) DAAll, c) DAwoAtm, d) DAwoWind, e) DAwoLBC, 及び f) DAwoRiv. 横軸と縦軸は x 軸と y 軸 (85×85) の計算格子を示している.

伊勢湾シミュレータに実装した領域沿岸データ同化法による通年のデータ同化実験：
沿岸・河口域における適切なアンサンブルを作成するための境界条件の摂動

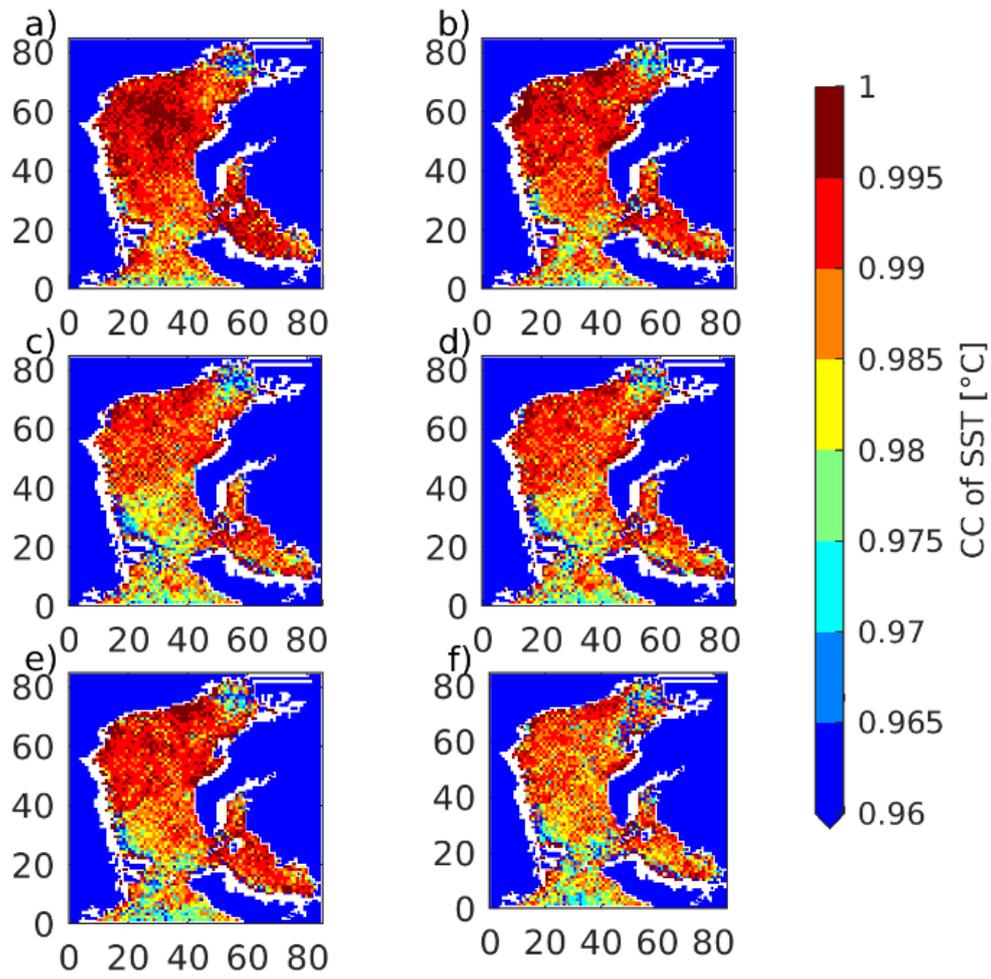


図-10 SST の CC の平面分布. a) CR, b) DAAll, c) DAwoAtm, d) DAwoWind, e) DAwoLBC, 及び f) DAwoRiv. 横軸と縦軸はx軸とy軸(85×85)の計算格子を示している.

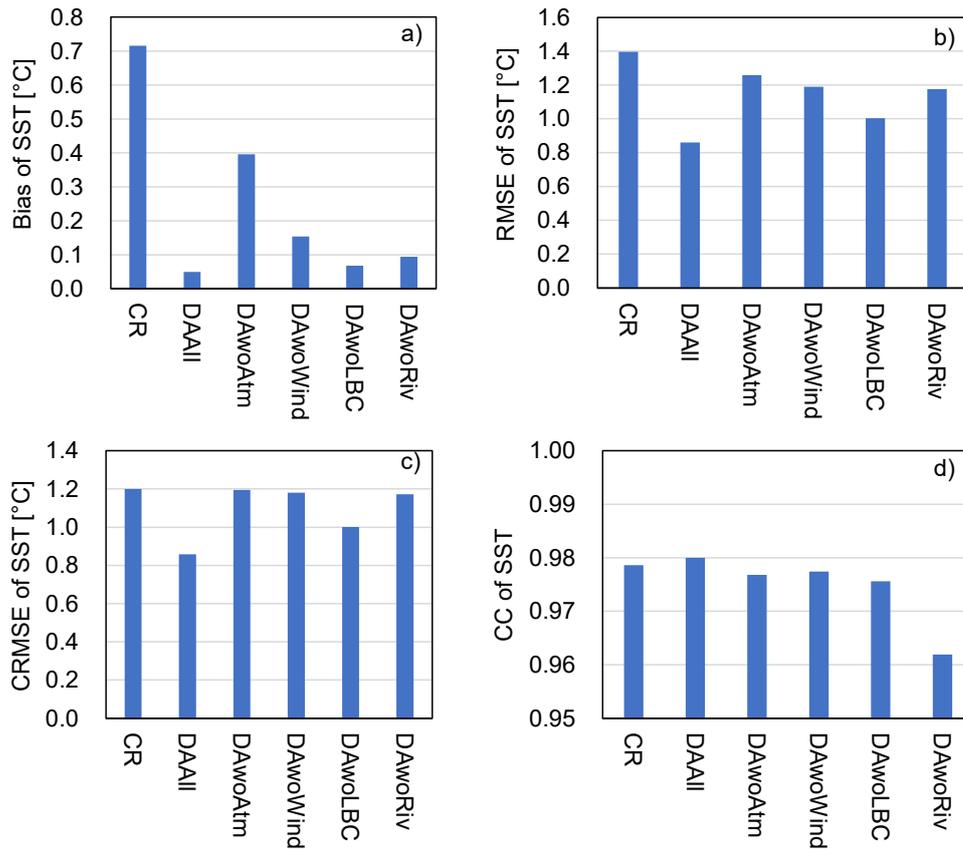


図-11 SST の評価指標の平均値. a) bias, b) RMSE, c) CRMSE, 及び d) CC.

伊勢湾シミュレータに実装した領域沿岸データ同化法による通年のデータ同化実験：
沿岸・河口域における適切なアンサンブルを作成するための境界条件の摂動

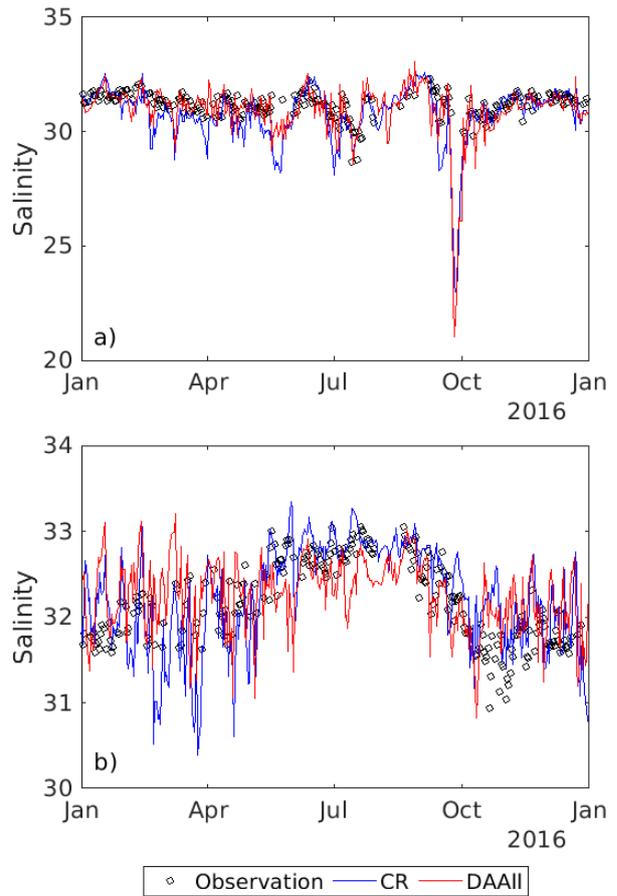
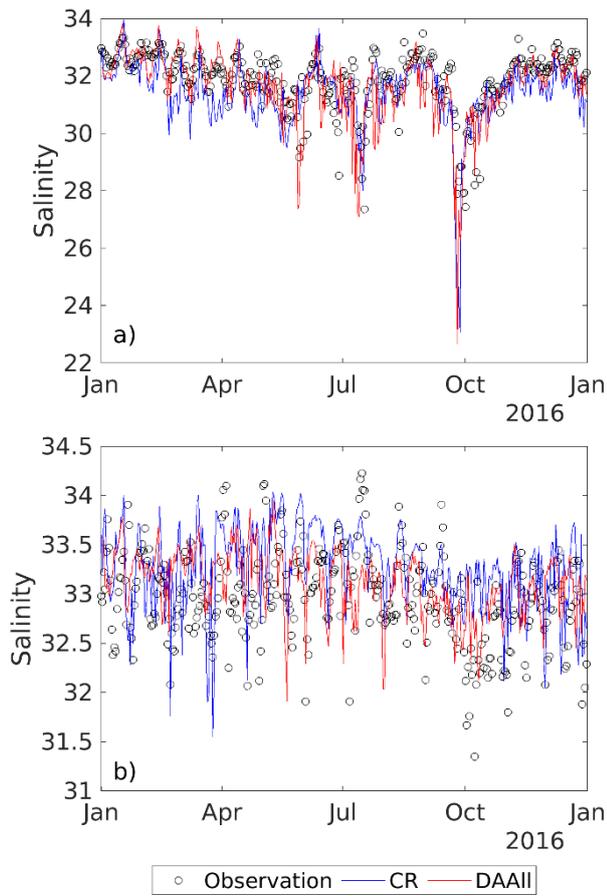


図-12 C1における塩分の観測値,とモデル出力(CR, DAAll)の時系列. a) 水深 1.0 m; b) 水深 12.0m.

図-13 C2における塩分の観測値,とモデル出力(CR, DAAll)の時系列. a) 水深 1.0 m; b) 水深 12.0m.

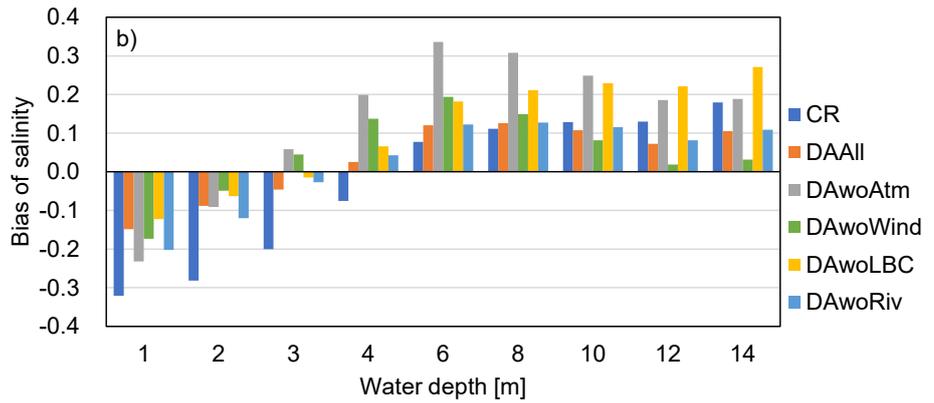
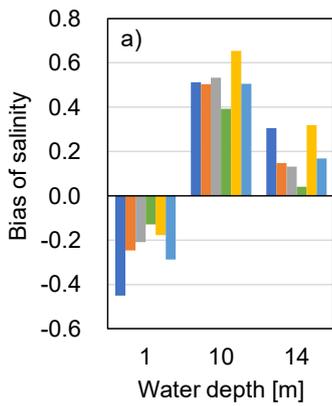


図-14 塩分の観測とモデル出力の bias. a) C1; b) C2.

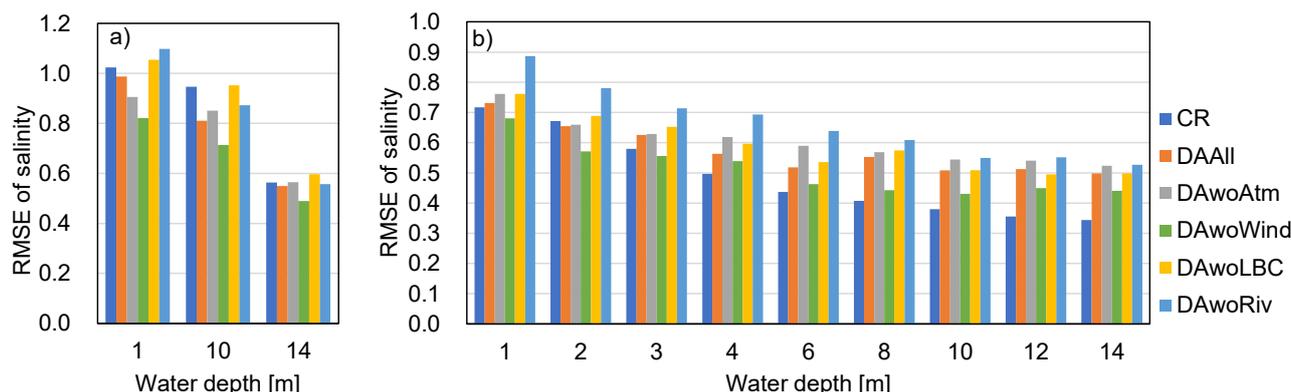


図-15 塩分の観測とモデル出力の RMSE. a) C1;(b) C2.

3.2 境界条件に摂動を付加する効果

本節では、データ同化の結果に対する境界条件への摂動の付加の影響を調べる。

(1) 大気境界条件

DAAll と比較して、気温と風速の境界条件に摂動を付加しない DAwoAtm において、C1 と C2 の水温の bias と RMSE は改善せず (図-5, 図-6), C2 で特に顕著であった。DAwoAtm はデータ同化結果の中で、水温の bias と RMSE が最も改善しなかった (図-5, 図-6)。さらに、DAwoAtm は、データ同化結果の中で、SST の bias, RMSE, および CRMSE が最も改善しなかった (図-7, 図-8, 図-9, 図-11)。

大気境界条件のうち、気温に摂動を付加し、風速に摂動を付加しない DAwoWind は、DAwoAtm よりも SST が改善した (図-7, 図-8, 図-9, 図-11)。また、DAwoWind と DAAll を比較すると、DAwoWind は、DAAll よりも C2 において-4 m 以深で優れた bias と RMSE を示し、C1 において-10 m 以深で優れた bias を示した。一方、DAwoWind は、他の水深及び三河湾の SST bias および RMSE では DAAll からの改善を示さなかった (図-7, 図-8)。さらに、CR と比較した DAwoWind の SST CRMSE の改善はわずかであり (図-9), DAwoWind の SST CC は CR よりも悪かった (図-10)。したがって、DAAll の評価指標は全体的に DAwoWind の評価指標よりも優れていた。

C1 の水温の ensemble spread (図-16) は、特に表層で、DAAll よりも DAwoAtm の方が小さくなっている。さらに、DAwoWind の ensemble spread は DAwoAtm よりも大きい、DAAll よりも小さい。C2 (図-17) では、DAwoAtm の ensemble spread は C1 よりもさらに小さくなっている。よって、大気境界条件の気温と風速は大きな誤差要因であると考えられる。したがって、大気境界条件の摂動は、特に表層付近の

水温の ensemble spread を増加させ、観測された水温値の効果的な同化を可能にする。

塩分の場合、DAwoAtm および DAwoWind は、DAAll と同様の bias および RMSE を示した (図-14, 図-15)。ただし、C2 (図-14 の水深-4 m 以深) および湾の中央 (図-18 の水深-10 m 以浅) では、DAwoAtm および DAwoWind の bias が大幅に悪化した。したがって、データ同化における局所的な塩分誤差を回避するために、大気境界条件を摂動させることが好ましいと考えられる。DAwoAtm と DAwoWind の間では、塩分の ensemble spread の違いはわずかであった (図-20, 図-21)。さらに、DAwoAtm と DAwoWind の ensemble spread は、特に C2 で、DAwoLBC と DAwoRiv よりも小さくなっていた (図-20, 図-21)。これらの結果は、境界条件の中で、風速が塩分の ensemble spread の大きさに最も大きな影響を及ぼし、場所によっては支配的である可能性があることを示している。

(2) 側方境界条件

側方境界条件に摂動を付加しない DAwoLBC は DAAll と比較して C1 と C2 の水温の bias と RMSE が改善せず (図-5, 図-6)、これは C1 で特に顕著であった。また、DAwoLBC は表層の水温が改善する一方で、底層の水温誤差が増加した。この表層水温の改善は、大気境界条件への摂動の付加によるものである (図-16)。DAwoLBC は、すべてのデータ同化結果の中で C1 の bias と RMSE が最も改善していなかった。また、湾口周辺では SST の評価指標の改善はわずかであった (図-7, 図-8)。しかしながら、湾口付近を除いた伊勢湾全体の SST を見ると、CRMSE (図-9) と変動パターン (CC: 図-10) の改善に対して、側方境界条件の摂動の影響は小さかった。

水温の ensemble spread は、C1 のすべての水深で、DAAll

よりも DAwoLBC の方が小さかった (図-16)。1 月から 3 月と 12 月の DAwoLBC の大きな ensemble spread は、同じ期間の DAwoAtm の ensemble spread が小さいことから、大気境界条件に摂動を付加したためと考えられる。一方で、C2 では、DAAll と DAwoLBC との ensemble spread の違いは小さかった (図-17)。したがって、側方境界条件の摂動は、すべての水深、特に湾口付近での水温の ensemble spread を増加させ、観測値の効果的な同化を可能にする。

DAwoLBC は、C1 (図-14, 図-15) および湾口 (図-18, 図-19) の DAAll よりも塩分の bias および RMSE が劣っていた。塩分の ensemble spread は C1 で小さくなり (図-20)、これは水温の結果と同様であった。C2 での DAAll と DAwoLBC の間の ensemble spread もほとんど違いはなかった (図-21)。したがって、水温と同様に、側方境界条件への摂動の付加は、すべての水深で、特に湾口付近での ensemble spread を増加させ、観測値の効果的な同化を可能にする。

(3) 河川境界条件

河川境界条件に摂動を付加しない DAwoRiv は、DAAll と同様に、C1 および C2 の水温の bias および RMSE の改善を示した (図-5, 図-6)。ただし、SST の bias, RMSE, CRMSE, および CC は、河口付近において DAAll よりも劣っていた (図-7~図-10)。DAwoRiv と DAAll の水温の ensemble spread は、C1 と C2 で同様の傾向を示していた。この結果は、河川境界条件への摂動の付加の影響は河口付近で特に大きく、河口からの距離とともに減少することを示している。したがって、河川境界条件への摂動の付加は、沿岸河口の水温データの適切な同化を確保する。

塩分について、DAwoRiv の RMSE は湾奥の DAAll よりも劣っていた (図-19)。水温と同様に、河川境界条件の誤差は、河口付近の塩分に強く影響を及ぼす。したがって、特に河口付近では、データ同化の結果を改善するために河川境界条件に摂動を付加する必要がある。

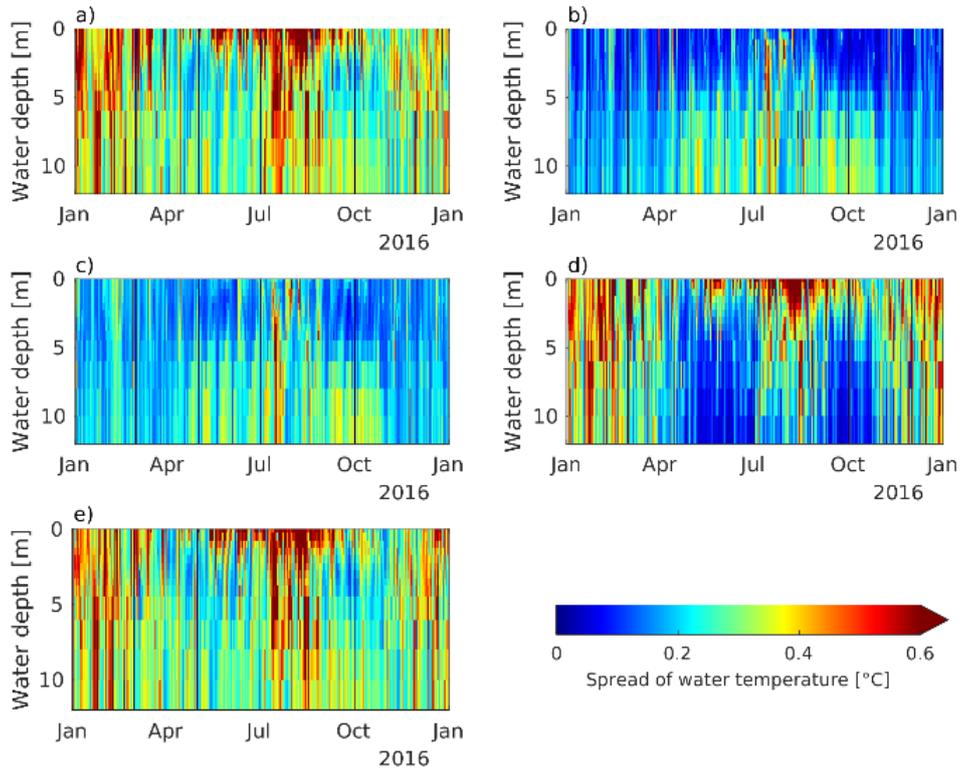


図-16 C1 での水温の ensemble spread の時間変化。 a) DAAll, b) DAwoAtm, c) DAwoWind, d) DAwoLBC, 及び e) DAwoRiv.

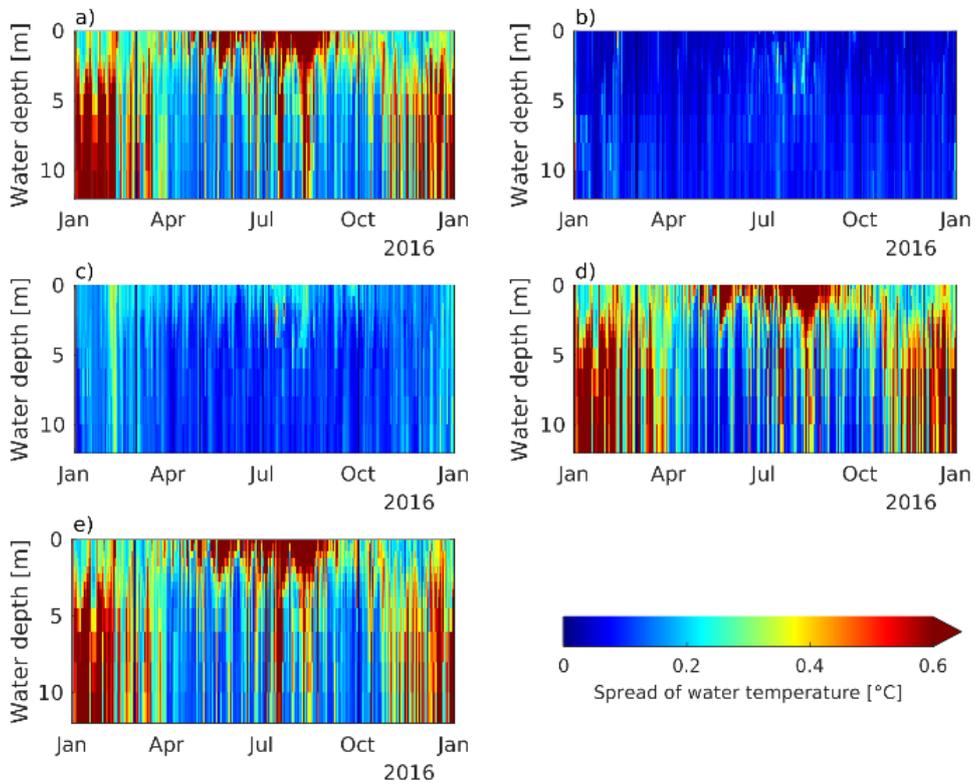


図-17 C2 での水温の ensemble spread の時間変化。 a) DAAll, b) DAwoAtm, c) DAwoWind, d) DAwoLBC, 及び e) DAwoRiv.

伊勢湾シミュレータに実装した領域沿岸データ同化法による通年のデータ同化実験：
沿岸・河口域における適切なアンサンブルを作成するための境界条件の摂動

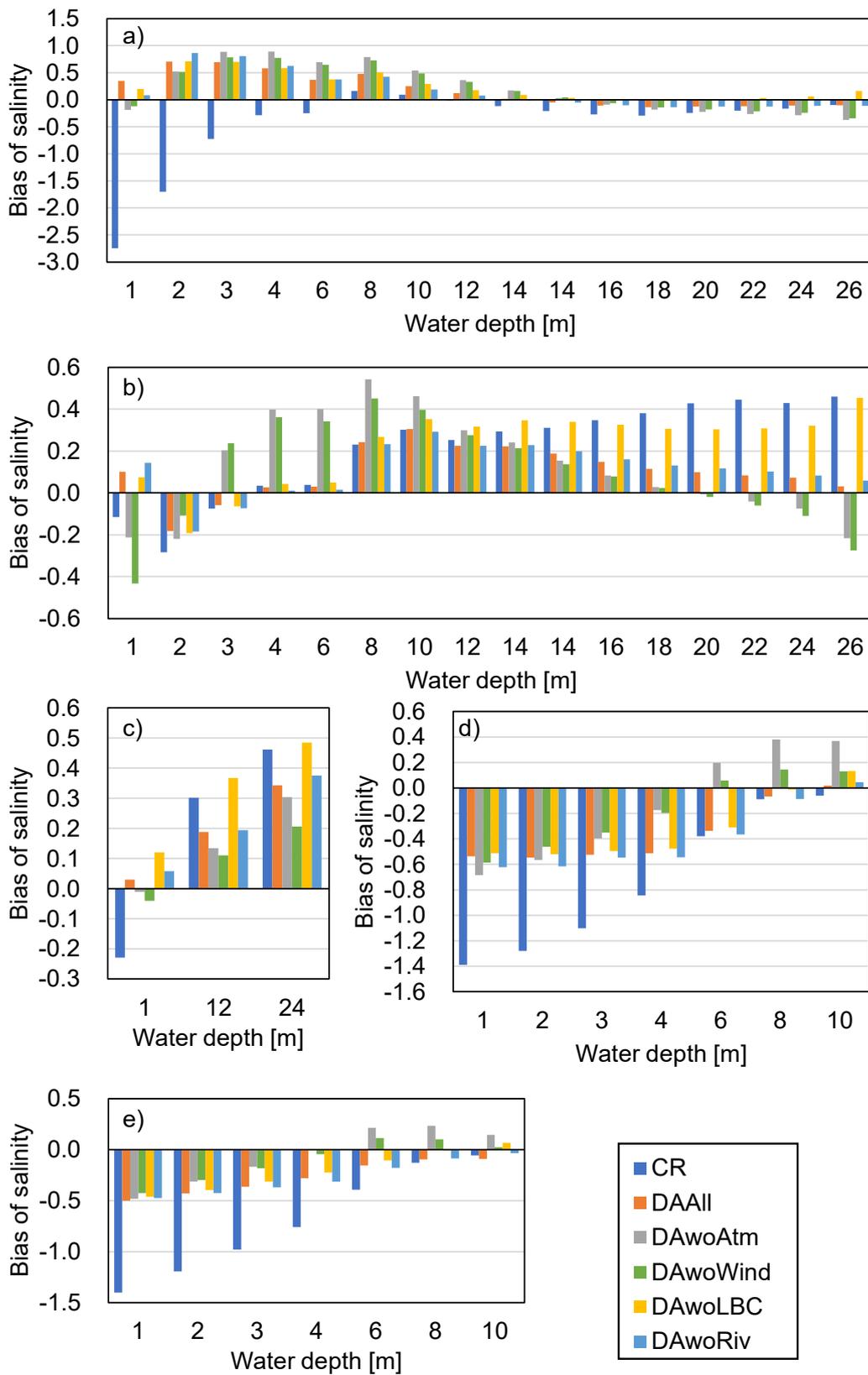


図-18 観測値とモデル出力の塩分の bias。ただし、観測値はデータ同化に使用された。 a) A1, b) A2, c) A3, d) A4, 及び e) A5.

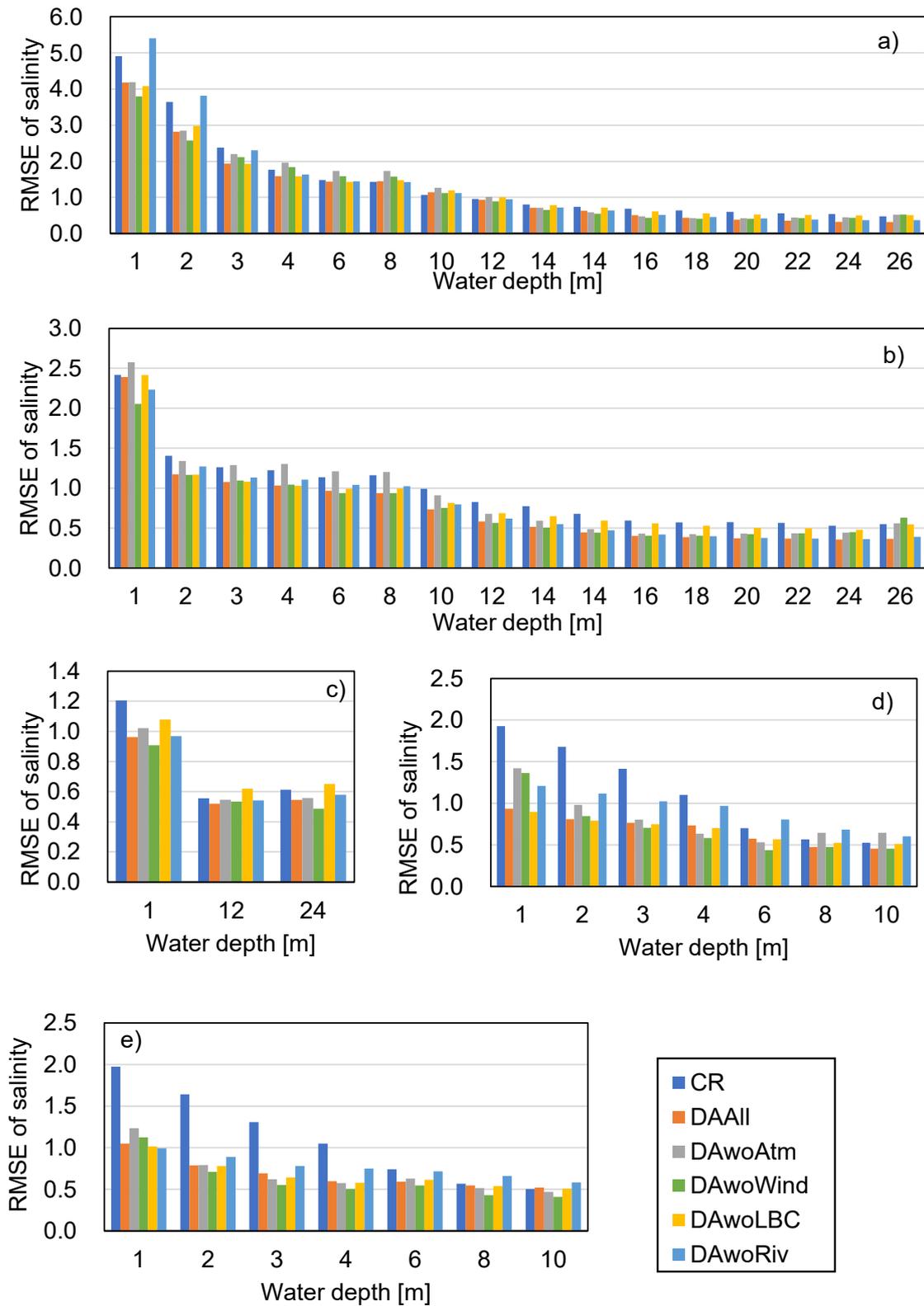


図-19 観測値とモデル出力の塩分の RMSE. ただし、観測値はデータ同化に使用された. a)A1, b)A2, c)A3, d)A4, 及び e) A5.

伊勢湾シミュレータに実装した領域沿岸データ同化法による通年のデータ同化実験：
沿岸・河口域における適切なアンサンブルを作成するための境界条件の摂動

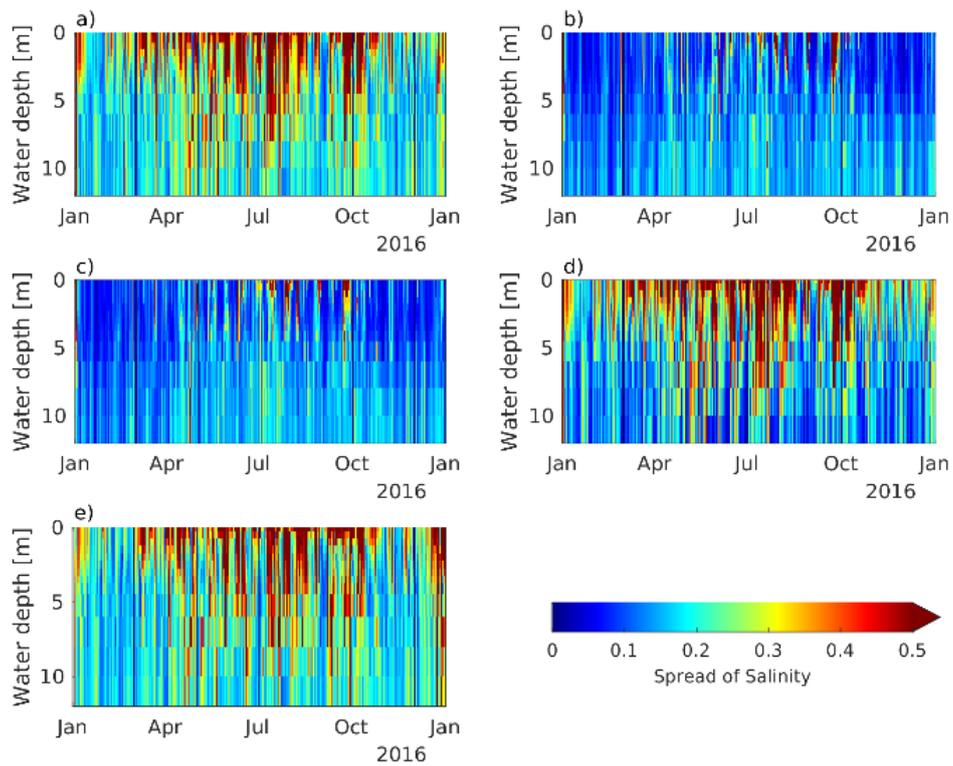


図-20 C1 での塩分の ensemble spread の時間変化. (a) DAAll, (b) DAwoAtm, (c) DAwoWind, (d) DAwoLBC, and (e) DAwoRiv.

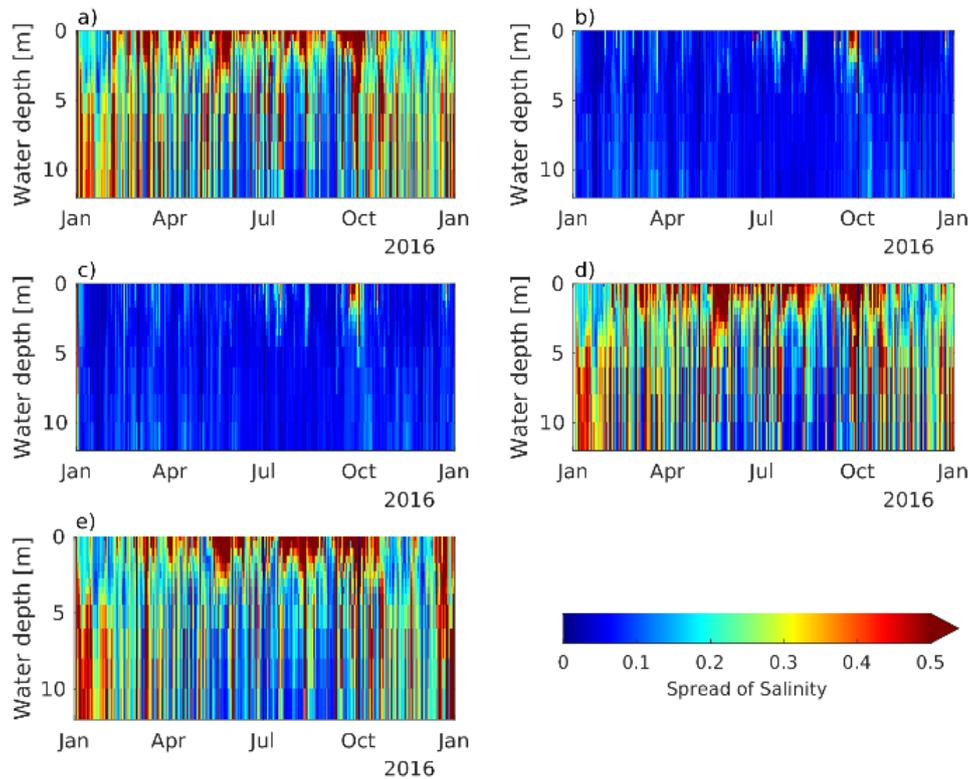


図-21 C2 での塩分の ensemble spread の時間変化. (a) DAAll, (b) DAwoAtm, (c) DAwoWind, (d) DAwoLBC, and (e) DAwoRiv.

4. 考察

4.1 データ同化のパフォーマンスとロバスト性

既往研究では、領域沿岸データ同化手法の長期的な適用性や、季節変動を反映する性能については検討されていない。また、既往研究では EnKF は数値実験に適用されていたが、実際の観測データには適用されていない。本研究で提案された領域沿岸データ同化手法は、年間を通じて水温 (図-3, 図-4) と塩分 (図-12, 図-13) の両方で安定した同化結果を達成し、季節変動を反映した。したがって、沿岸河口のために提案された領域沿岸データ同化手法は、優れた適用性とロバスト性を示している。水温 (図-5, 図-6) と塩分 (図-14, 図-15) のデータ同化は、垂直方向の修正に貢献したことを確認した。また、水温は水平方向にも修正したことを確認した (図-7~図-10)。これは、境界条件に摂動を付加するという提案された方法を使用してアンサンブルを生成することにより、背景誤差共分散が適切に表現されたためである。

4.2 境界条件に摂動を付加する効果

外洋と比較して、沿岸河口では、側方境界条件と河川境界条件の精度が数値シミュレーション結果の精度に比較的重要である。ただし、観測データが不十分なため、正確な境界条件を設定することが難しく、数値シミュレーションで大きな誤差が生じる。したがって、この研究では、摂動が3つの境界条件に付加された。沿岸河口の流動現象は時間スケールが短いため、ensemble spread は一般に縮退する傾向があるが、これは、境界条件に摂動を付加することで回避された (図-16, 図-17, 図-20, 図-21)。海洋のデータ同化の場合、しばしば大気境界条件に摂動が付加されるが、本研究は領域沿岸データ同化において側方境界条件と河川境界条件に摂動を付加することの重要性を示す世界で初めての研究である。DAwoAtm, DAwoWind, および DAwoRiv の SST bias および RMSE は、CR よりも優れていた (図-7, 図-8)。ただし、DAwoAtm, DAwoWind, および DAwoRiv の SST の CRMSE は、わずかな改善にとどまる (図-9)。さらに、DAall を除くすべてのデータ同化結果の CC は CR よりも悪かった (図-10)。これらの結果は、適切な摂動を付加しないアンサンブルにより算出された背景誤差共分散を用いたデータ同化は、bias を除いた RMSE の改善に寄与せず、変動のパターンを悪化させることを示している。したがって、これらの結果は、領域沿岸データ同化を実行する際に、数値シミュレーションの主な誤差要因を認識したうえで背景誤差共分散行列を作成する必要があることを示唆している。

大気境界条件のうち、気温と風速の両方に摂動が付加されると水温のデータ同化の再現性が向上した。言い換えれば、それらの1つだけを摂動させても、水温は改善しなかった。これは、気温が大気境界条件として入力される計算格子直下の水温の加熱/冷却に影響を与えるためである可能性がある。すなわち、大気境界条件の気温の誤差のみを考慮すると、水温が修正された水塊は正確に移流および拡散しない。したがって、十分な同化効果を得ることができない。また、風は水塊の移流と拡散に影響を与える。水塊の移流・拡散は、主に風速誤差を考慮して修正される。ただし、大気からの加熱/冷却が正確に計算されていないため、良好な同化効果が得られない。これは、塩分のデータ同化は、温度の摂動ではなく、風速の摂動の影響を大きく受けるという事実によって裏付けられる。

境界条件に対して誤差解析によって得られた誤差量 (図-付録 B 参照) の条件のもとにおいて、大気境界条件の風速と気温は水温と塩分の修正にとって重要であることが示された。つまり、風速と気温の境界条件の誤差の大きさは開境界条件や河川境界条件と比較して、より敏感である。すなわち、伊勢湾全体を正確にシミュレーションするには、大気境界条件の風速と気温を慎重に設定する必要があると言える。三河湾は狭義の伊勢湾よりも浅く (図-2)、比較的浅い水域は風速の影響を受けやすいと考えられ、データ同化結果は風の影響に部分的に起因していることを示している (図-7, 図-8, 図-9)。

Vervatis et al. (2021) は、外洋では、風速の摂動が EnKF によるデータ同化中の水温の ensemble spread に最も影響を及ぼし、他の大気境界条件 (気温と海面気圧) の摂動の影響が小さかったことを指摘した。対照的に、領域沿岸データ同化では、大気境界条件の風速と気温の両方の摂動が、水温の ensemble spread にとって重要であった (図-16, 図-17)。これらの結果は、外洋モデリングと沿岸モデリングの違いを示している。Vervatis et al. (2021) の Figure 4 (b) は、大気境界条件の気温に摂動を付加することによって生じた ensemble spread が海岸線の近く、すなわち沿岸域で大きかったことを示している。これは深海域に比べて大気や海水の熱フラックスに対する浅海域の水塊量が少ないため、浅海域では大気境界条件の気温の摂動の影響が比較的大きくなることによると考えられる。したがって、領域沿岸データ同化の際には、大気境界条件の気温の摂動の影響を無視することはできない。

本研究では、すべての境界条件ではなく、主な誤差要因と考えられる6つの境界条件 (大気境界条件の気温・風速、側方境界条件の水温・塩分、河川境界条件の河川流量・河川水温) に摂動を付加することを選択した。その結果、デ

ータ同化が安定的かつ効果的に行われた。これは、これらの6つの条件に摂動を追加することの重要性を示している。一方で、同化結果をさらに改善するために、追加で摂動を付加する必要がある境界条件を調べる必要がある。

データ同化の結果から、付加した摂動の大きさは概ね適切であったと考えられる。したがって、摂動の大きさを推定する方法（付録B参照）も概ね適切であると考えられ、本研究で実施された誤差推定方法は一般的な目的に使用できると判断する。一方で、本研究では摂動の最適な大きさを評価しておらず、今後の課題である。

4.3 今後の課題

本研究の成果は、領域沿岸データ同化における重要な最初のステップである。ただし、多くの問題は未解決のままである。具体的には、以下のとおりである。

本研究では、意図しない偶発的な相関を避けるために、異なる境界条件の相関を小さく設定した。ただし、この設定に問題がないことは確認していない。たとえば、水温と塩分の側方境界条件は、特定の相関関係を示すものと考えられる。したがって、例えば、観測値から得られた相関関係に従って、摂動を加えたときの同化の効果を検証する必要がある。また、各河川の境界条件間の相関係数は1に設定したが、これは正確ではないと考えられる。すなわち、距離が短い河川同士の相関は1に近いと考えられるが、距離が遠い河川同士の相関係数を推定するために、観測された河川流量と水温を比較する必要があると考えられる。

沿岸域では近年衛星観測や現場観測から豊富な観測データが得られている。ただし、この研究で使用したデータ同化法では、作成される背景誤差共分散行列のrankの都合上、アンサンブルメンバー以上の観測データを同時に同化することはできない。したがって、大量の観測データを同化するには、より多くのアンサンブルメンバーを使用する必要がある。さらに、本研究のシステム誤差は、時間や季節に関係なく一定であると仮定され、境界条件の摂動(δ)は一定値に設定した。したがって、今後の研究では、提案されたデータ同化手法が、詳細なイベント分析（強風、大規模洪水、外洋から内湾への水塊侵入など）に適しているかどうかを調べる必要がある。

また、本論文ではどの観測点のデータが伊勢湾の修正に効果的か、あるいは修正が不十分である場合にどこに観測点があればより効果的に修正が可能か、といった検討はなされていない。これは6章で説明する観測システム設計であり、今後の課題であると考えている。

塩分データの再現性の確認は、現場観測を使用したbiasとRMSEの比較に限定されており、塩分の水平空間分布の

再現性については議論されていない。近年、衛星観測を用いて沿岸域の高精度な平面分布を計算する方法が開発されており(Nakada et al., 2018)、将来的にはこのような塩分データが塩分の再現性分析を行うために使用される予定である。

最後に、データ同化に依存するのではなく、境界条件の精度を向上させる必要がある。本検討では、3つの境界条件の作成にはリアルタイムで使用できるデータのみが使用されているため、境界条件の精度は比較的低い。CRの水温のbiasの原因は、境界条件の精度が低いこと、特に大気境界条件の風速と側方境界条件の水温の精度が原因である可能性がある。大気境界条件の風速は、陸上の観測所の観測データから、桑形・近藤(1990)の方法により陸・海面の粗度を考慮しながら風速を補正している（詳細は付録A参照）。ただし、境界条件の風速と海面での観測データとの年差(bias)を算出したところ、平均で-1.55m/sであった。したがって、CRでは大気境界条件の風速が実際よりも低く設定されている可能性が高い。CRと同じ条件で、大気境界条件の風速のみを気象庁のメソ数値予報モデルGPV(MSM)の結果に置き換えた試計算を行ったところ、2016年の1~3月および10~12月にかけて、特に底層の水温のbiasが改善された。これは、大気境界条件の風速を変更することにより、水面近くの冷却海水の鉛直混合が促され、水温の偏りが改善されたと推定される。一方、4月から9月までの水温のBiasは、大気境界条件の風速の変更によっては改善されなかった。4月から9月までのこのbiasは、おそらく側方境界条件の水温によって引き起こされた可能性がある。本検討では10年間の観測平均値が側方境界条件の水温に入力された（詳細は付録A参照）。そのため、側方境界条件の水温の誤差が大きいと考えられる。実際、計算期間である2016年に観測された水温は、側方境界条件の水温よりも低くなっている。側方境界条件の水温を変化させた試計算が行われていないため、結果は整理されていないため、今後は数値シミュレーションにおける境界条件の重要性を検討する予定である。

また、数値シミュレーションモデルの改善も必要である。たとえば、本研究では、塩分のbiasが表層と最下層の間で逆転している。これは、モデル出力の塩分が実際よりも垂直方向に拡散していないためである可能性がある。データ同化の結果(図-14, 図-18)では正と負のbiasが同じであるため、垂直方向の拡散を考慮するように数値シミュレーションモデルを変更する必要がある。

5. 結論

データ同化に関する数値実験が既往研究で報告されてい

る。本研究は、実際の長期観測データを使用して、領域沿岸データ同化を適用した世界で初めての研究である。本研究では水温と塩分についてデータ同化を行った。水温と塩分は、データ同化によって水平方向と垂直方向で修正された。また、提案手法は1年間の安定したロバストな長期データ同化を実現し、季節変動に対応した。外洋データ同化で採用されていた大気境界条件への摂動の付加に加えて、側方境界条件と河川境界条件に摂動を付加することは、水温と塩分の ensemble spread の維持に貢献し、モデル出力の精度改善につながることを示した。伊勢湾全体の修正において、大気境界条件の摂動の影響は、本検討における境界条件の誤差の大きさの範囲内で、側方境界条件および河川境界条件への摂動の付加の影響よりも大きく、水温を修正するには、大気境界条件の風速と気温の両方に摂動を加えることが重要である。

6. おわりに

5章までが Matsuzaki and Inoue (2022)の内容であり、6章には今後の展望について記す。データ同化は大きく4つの目的で使用される(表-6)。その中で、本研究は、表-6の(1)を狙ったものである。すなわち、港湾空港技術研究所では沿岸・河口域の水温や溶存酸素等の物理・生物・化学量を約10日間後まで予測可能な「海の天気予報」の構築に向けた研究に取り組んでおり、データ同化を使用した予測精度の向上を狙っている。一方で、今後は表-6の(2)~(4)を目的としたデータ同化にも取り組む予定である。

1つ目(表-6の(2))に、伊勢湾シミュレータの流動モデルおよび生態系モデルは、数値シミュレーションを実施するために多くの境界条件、パラメータ、およびモデルを設定する必要がある。しかしながら、現状はそれらをエンジニアリングセンスに頼って、あるいはヒューリスティックに設定している。そこで、観測値を用いたデータ同化等の手法を使った数値シミュレーション条件の最適設計を行いたいと考えている。このような最適設計を行うことで、数値シミュレーションモデルを誰が実施しても同様の結果が得られるよう、数値シミュレーション条件設定の共通認識の策定を行いたいと考えている。これを我々は計算手法の“標準化”と呼んでいる。

2つ目(表-6の(3))に、伊勢湾ではモニタリングポスト、海洋レーダ、フェリーによる湾口観測等により、10年以上にわたる伊勢湾環境モニタリングが実施されており、これらのデータを活用した再解析データセットの作成を行いたいと考えている。長期間にわたって高品質で均質な再解析データセットを作成することで、季節予報、異常現象分析、

環境監視などの解析を行うための、過去と現在の水域の状況の定量的評価が可能となる。

3つ目(表-6の(4))に、伊勢湾のどこで、どういった観測を行えば効率的に伊勢湾環境を把握できるかという、観測システム設計を行うためのデータ同化を実施したいと考えている。すなわち、EnKFで得られる背景誤差共分散を使用して、モニタリングポストの最適設置位置を決定するものである。

以上のことを達成することで、我々は伊勢湾シミュレータを核として、実空間と仮想空間の融合による水環境デジタルツイン:DX(図-22)を開発・達成したいと考えている。水環境デジタルツインとは以下のようなものである。まず、実空間あるいは現実世界では水温や溶存酸素といった水環境の観測を行い、水環境を調べようとする。また、窪地埋め戻し、下水処理場管理運転といった環境改善施策を行う。しかしながら、どこでどのような観測行えばいいか、といった適切な観測システムが不明確である。また、環境改善施策の効果も実施してみないとわからない。通常では数値シミュレーションによる環境改善施策の評価を行うが、そもそも数値シミュレーション結果の精度が高くなければ効果的な環境改善施策の提案ができない。一方、仮想空間である数値シミュレーションモデルもモデル、パラメータ、境界条件といった計算の与条件を正確に与えることは困難である。

デジタルツインを達成すると以下のことが可能となる。まず、モニタリングポストや衛星等による水環境観測値のデータを数値シミュレーションモデルに同化することで、数値シミュレーションの精度を向上させることが可能となる。また、数値シミュレーション結果から、適切な観測システム、つまりどの地点でどのような観測を行うことが数値シミュレーションの精度を上げるうえで重要な提案が可能となる。さらに、適切な観測システムにより得られた観測値を同化すると、数値シミュレーションモデルに必要となるパラメータと境界条件の修正・改善が可能となる。高精度になった数値シミュレーションモデルを使用することで、定量的なアセスにより環境改善施策の提言が可能となり、適切な窪地埋め戻し、栄養塩の供給による養殖や、アサリ、ノリの生産量拡大、浮遊ゴミの高精度予測による環境整備船運用などが図られる。したがって、計算手法の“標準化”が達成される。最終的には技術基準によりアセスを行う際の数値シミュレーションの利用推進を図る。このように、実空間と仮想空間を2周、3周とフィードバックをかけることにより、水環境の理解と改善を図ることを、我々の目指す水環境デジタルツイン:DXと呼ぶ。

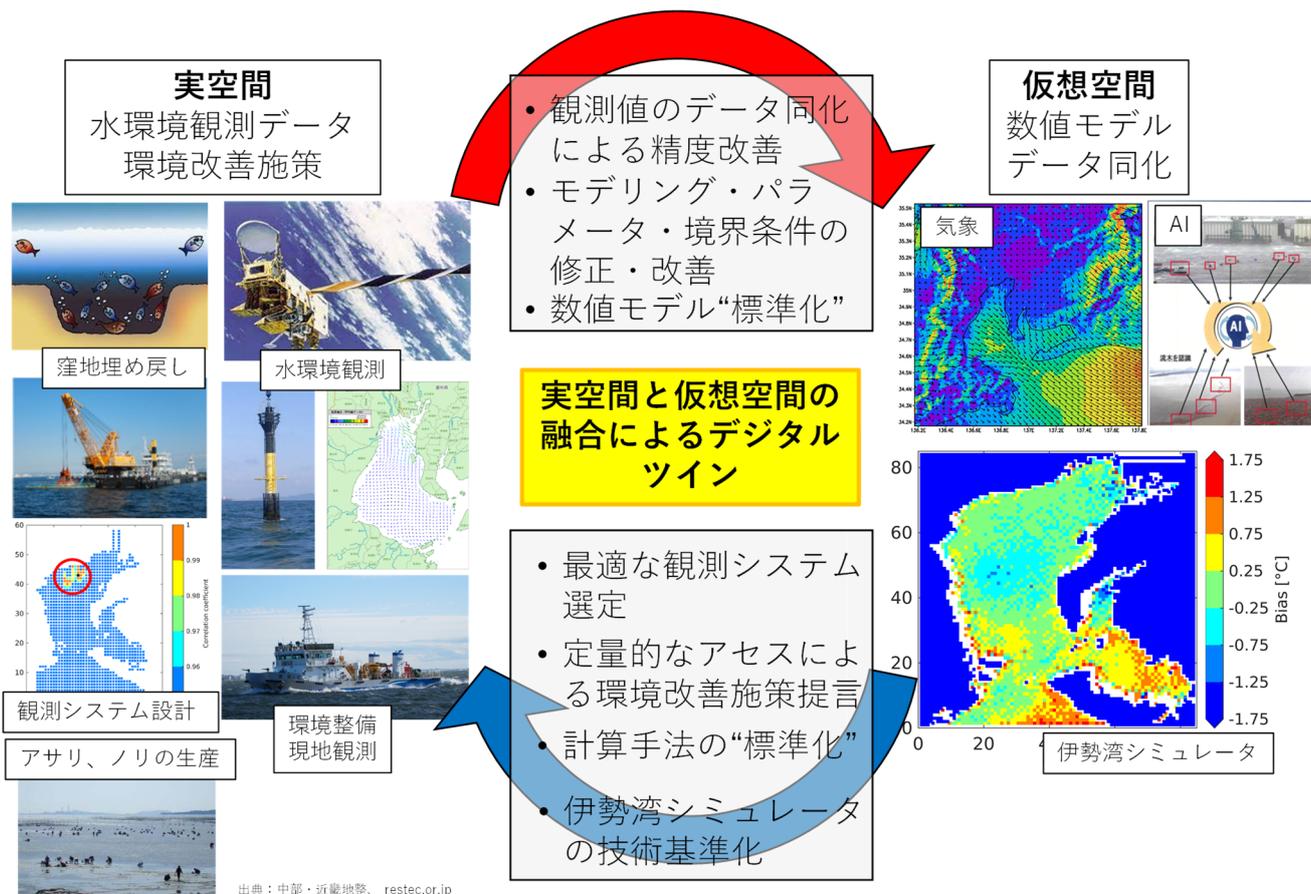


図-22 研究成果の将来像：水環境デジタルツインの実現

表-6 データ同化の目的(淡路ら, 2009)

目的	
(1)	予報を行うための最適な初期条件作成
(2)	シミュレーションモデルを構成する際の最適な境界条件, パラメータ, モデルの推定
(3)	再解析データセットの作成
(4)	観測システム設計

(2022年4月26日受付)

謝辞

本研究は、国土交通省中部地方整備局の委託研究の成果であり、JSPS科研費助成番号21K14255の助成を受けた。観測データは、国土交通省中部地方整備局、気象庁、愛知県水産研究所、米航空宇宙局 (NASA) から入手したものである。大石俊氏と岡田輝久氏とは研究の位置づけや技術的な議論等をさせていただいた。

参考文献

淡路敏之, 蒲地政文, 池田元美. (2009). データ同化: 観測・実験とモデルを融合するイノベーション. 京都: 京都大学学術出版会.

井上徹教, 小室隆. (2020). 新たな魚類生態系モデルによる低次生態系と漁獲量の解析. 港湾空港技術研究所資料, (1368), 38.

井上徹教, 中村由行, 鈴木高二朗, 田中陽二, & 内藤了二. (2015). 水質・生態系シミュレーションモデル (伊勢湾シミュレーター) の開発と適用事例. HEDORO, (123), 34-40.

蝦名紗衣, 小倉智代, 北代哲也, 浦垣直子, 井上徹教, & 小室隆. (2021). 横浜市内のマイクロプラスチック調査 (第6報) -野島海岸のマイクロプラスチック漂着量のモニタリング-. 横浜市環境科学研究所報, (45), 21-30.

桑形恒男, 近藤純正. (1990). 東北南部から中部までのアメダス地点における地表面粗度の推定. 天気, 37(3), 55-59.

- 鈴木高二朗. (2013). 東京湾の海水交換と貧酸素化に及ぼす淡水流入と風の影響について. 港湾空港技術研究所資料, (1276), 97.
- 鈴木高二朗, 磯部雅彦, 下迫健一郎. (2010). 東京湾口での海水交換の季節変化について. 土木学会論文集 B2(海岸工学), 66(1), 986–990.
<https://doi.org/10.2208/kaigan.66.986>
- 鈴木高二朗, 竹田晃. (2006). 東京湾口フェリーによる海洋環境の 2003-2005 年の観測結果とその特性. 港湾空港技術研究所資料, (1134), 37.
- 鈴木高二朗, 中村由行, 田中陽二. (2009). フェリーによる伊勢湾口の水質と流況の連続観測について. 港湾空港技術研究所資料, (1199), 12.
- 田中陽二, 鈴木高二朗. (2010). 密度流湧昇流の計算を目的とした三次元沿岸域流動モデルの開発について. 港湾空港技術研究所報告, 49(1), 3-25.
- 田中陽二, 中村由行, 鈴木高二朗, 井上徹教, 西村洋子. (2011). 微生物ループを考慮した浮遊生態系モデルの構築. 港湾空港技術研究所報告, 50(2), 3–68.
- 鶴島大樹, 永尾謙太郎, & 中田喜三郎. (2019). 数値シミュレーションを用いた伊勢湾におけるアサリの餌料不足に関する一考察. 土木学会論文集 B2(海岸工学), 75(2), I_1111-I_1116.
https://doi.org/10.2208/kaigan.75.I_1111
- 二宮秀典, 赤坂裕, 松尾陽. (1996). AMeDAS のデータを用いた時刻別大気放射量の推定法. 空気調和・衛生工学会 論文集, 21(60), 133-144.
- 二宮秀典, 松尾陽, 赤坂裕, 曾我和弘. (1997). AMeDAS のデータを用いた時刻別日射量の推定法: 第 2 報-回転式日照計および改良型太陽電池式日照計への適用. 公益社団法人 空気調和・衛生工学会. Retrieved from https://doi.org/10.18948/shase.22.65_53
- 松崎義孝, 井上徹教. (2020). アンサンブルカルマンフィルターによる閉鎖性水域の流動解析に向けたデータ同化の計算条件の検討. 港湾空港技術研究所資料, (1367), 35.
- Anderson, J. L., & Anderson, S. L. (1999). A Monte Carlo implementation of the nonlinear filtering problem to produce ensemble assimilations and forecasts. *Monthly Weather Review*, 127(12), 2741–2758.
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<2741:AMCIOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<2741:AMCIOT>2.0.CO;2)
- Baduru, B., Paul, B., Banerjee, D. S., Sanikommu, S., & Paul, A. (2019). Ensemble based regional ocean data assimilation system for the Indian Ocean: Implementation and evaluation. *Ocean Modelling*, 143.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.101470>
- Bougeault, P., Toth, Z., Bishop, C., Brown, B., Burridge, D., Chen, D. H., et al. (2010). The THORPEX Interactive Grand Global Ensemble. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), 1059–1072.
<https://doi.org/10.1175/2010BAMS2853.1>
- Brankart, J.-M., Candille, G., Garnier, F., Calone, C., Melet, A., Bouttier, P.-A., et al. (2015). A generic approach to explicit simulation of uncertainty in the NEMO ocean model. *Geoscientific Model Development*, 8(5), 1285–1297.
<https://doi.org/10.5194/gmd-8-1285-2015>
- Edwards, C. A., Moore, A. M., Hoteit, I., & Cornuelle, B. D. (2015). Regional ocean data assimilation. *Annual Review of Marine Science*, 7(1), 21–42.
<https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015821>
- Evensen, G. (1994). Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *Journal of Geophysical Research*, 99(C5), 10143. <https://doi.org/10.1029/94JC00572>
- Evensen, G. (2003). The Ensemble Kalman Filter: theoretical formulation and practical implementation. *Ocean Dynamics*, 53(4), 343–367. <https://doi.org/10.1007/s10236-003-0036-9>
- Evensen, G. (2009). *Data assimilation: the Ensemble Kalman Filter* (2. ed). Dordrecht: Springer.
- Fisher, M., & Courtier, P. (1995). Estimating the covariance matrices of analysis and forecast error in variational data assimilation. *ECMWF Technical Memoranda*, 220. <https://doi.org/10.21957/1DXRASJIT>
- Fisher, R. A., & Yates, Frank. (1948). *Statistical tables for biological, agricultural and medical research*. London: Oliver and Boyd.
- Fu, L.-L., Fukumori, I., & Miller, R. N. (1993). Fitting dynamic models to the geosat sea level observations in the Tropical Pacific Ocean. Part II: A linear, wind-driven model. *Journal of Physical Oceanography*, 23(10), 2162–2181.
[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<2162:FDMTTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<2162:FDMTTG>2.0.CO;2)
- Gaspari, G., & Cohn, S. E. (1999). Construction of correlation functions in two and three dimensions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(554), 723–757.
<https://doi.org/10.1002/qj.49712555417>
- Hafeez, M. A., & Inoue, T. (2021). Determination of Flow Characteristics of Ohashi River through 3-D Hydrodynamic

- Model under Simplified and Detailed Bathymetric Conditions. *Water*, 13(21), 3076.
<https://doi.org/10.3390/w13213076>
- Hafeez, M. A., Nakamura, Y., Inoue, T., Hosokawa, S., & Matsuzaki, Y. (2019). Quantification of Bottom Water Age by Using Temperature Based Age Index Model and Its Relationship with Bottom Water Dissolved Oxygen Concentration in Ise Bay, Japan. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B2 (Coastal Engineering)*, 75(2), I_1003-I_1008. https://doi.org/10.2208/kaigan.75.I_1003
- Hafeez, M. A., Nakamura, Y., Inoue, T., Hosokawa, S., & Matsuzaki, Y. (2020). Seasonal Variation in Intrusion Frequency of Oceanic Water from Middle and Lower Layers and Its Significance in Bottom Water Hypoxia in Ise Bay, Japan. In N. Trung Viet, D. Xiping, & T. Thanh Tung (Eds.), *APAC 2019* (pp. 1043–1050). Singapore: Springer Singapore. https://doi.org/10.1007/978-981-15-0291-0_143
- Hafeez, M. A., Nakamura, Y., Suzuki, T., Inoue, T., Matsuzaki, Y., Wang, K., & Moiz, A. (2021). Integration of Weather Research and Forecasting (WRF) model with regional coastal ecosystem model to simulate the hypoxic conditions. *Science of The Total Environment*, 771, 145290. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145290>
- Hamill, T. M., Whitaker, J. S., & Snyder, C. (2001). Distance-Dependent Filtering of Background Error Covariance Estimates in an Ensemble Kalman Filter. *Monthly Weather Review*, 129(11), 2776–2790. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<2776:DDFOBE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<2776:DDFOBE>2.0.CO;2)
- Henderson-Sellers, B. (1985). New formulation of eddy diffusion thermocline models. *Applied Mathematical Modelling*, 9(6), 441–446. [https://doi.org/10.1016/0307-904X\(85\)90110-6](https://doi.org/10.1016/0307-904X(85)90110-6)
- Hoffman, M. J., Miyoshi, T., Haine, T. W. N., Ide, K., Brown, C. W., & Murtugudde, R. (2012). An advanced data assimilation system for the Chesapeake Bay: Performance evaluation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29(10), 1542–1557. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00126.1>
- Hoteit, I., Luo, X., Bocquet, M., Köhl, A., & Ait-El-Fquih, B. (2018). Data assimilation in oceanography: Current status and new directions. In E. P. Chassignet, A. Pascual, J. Tintoré, & J. Verron (Eds.), *New Frontiers in Operational Oceanography*. GODAE OceanView. <https://doi.org/10.17125/gov2018.ch17>
- Khanarmuei, M., Mardani, N., Suara, K., Sumihar, J., Sidle, R. C., McCallum, A., & Brown, R. J. (2021). Assessment of an ensemble-based data assimilation system for a shallow estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 257. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107389>
- Kunii, M., & Miyoshi, T. (2012). Including Uncertainties of Sea Surface Temperature in an Ensemble Kalman Filter: A Case Study of Typhoon Sinlaku (2008). *Weather and Forecasting*, 27(6), 1586–1597. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-11-00136.1>
- Kwon, K. M., Choi, B.-J., Lee, S.-H., Kim, Y. H., Seo, G.-H., & Cho, Y.-K. (2016). Effect of model error representation in the Yellow and East China Sea modeling system based on the ensemble Kalman filter. *Ocean Dynamics*, 66(2), 263–283. <https://doi.org/10.1007/s10236-015-0909-8>
- Lima, L. N., Pezzi, L. P., Penny, S. G., & Tanajura, C. A. S. (2019). An investigation of ocean model uncertainties through ensemble forecast experiments in the Southwest Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(1), 432–452. <https://doi.org/10.1029/2018JC013919>
- Liu, T., & Hirose, N. (2022). Comparison of surface and lateral boundary conditions controlled by pseudo-altimeter data assimilation for a regional Kuroshio model. *Journal of Oceanography*, 78(2), 73–88. <https://doi.org/10.1007/s10872-021-00629-y>
- Matsuzaki, Y., Fujiki, T., Kawaguchi, K., Inoue, T., & Iwamoto, T. (2021). Application of the WRF model to the coastal area at Ise Bay, Japan: evaluation of model output sensitivity to input data. *Coastal Engineering Journal*, 63(1), 17–31. <https://doi.org/10.1080/21664250.2020.1830485>
- Matsuzaki, Y., & Inoue, T. (2022). Perturbation of Boundary Conditions to Create Appropriate Ensembles for Regional Data Assimilation in Coastal Estuary Modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. <https://doi.org/10.1029/2021JC017911>
- Mirouze, I., & Storto, A. (2019). Generating atmospheric forcing perturbations for an ocean data assimilation ensemble. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 71(1), 1624459. <https://doi.org/10.1080/16000870.2019.1624459>
- Moore, A. M., Arango, H. G., Broquet, G., Powell, B. S., Weaver, A. T., & Zavala-Garay, J. (2011). The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems. *Progress in Oceanography*, 91(1), 34–49. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2011.05.004>
- Nakada, S., Kobayashi, S., Hayashi, M., Ishizaka, J., Akiyama, S., Fuchi, M., & Nakajima, M. (2018). High-resolution surface

- salinity maps in coastal oceans based on geostationary ocean color images: quantitative analysis of river plume dynamics. *Journal of Oceanography*, 74(3), 287–304. <https://doi.org/10.1007/s10872-017-0459-4>
- Nakamura, Y., & Hayakawa, N. (1991). Modelling of thermal stratification in lakes and coastal seas (pp. 227–236). Presented at the IAHS Publication (International Association of Hydrological Sciences). Retrieved from <https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-0025843997&partnerID=40&md5=7952862f01733ace89cce203e30718ca>
- Ohishi, S., Hihara, T., Aiki, H., Ishizaka, J., Miyazawa, Y., Kachi, M., & Miyoshi, T. (2022). *An ensemble Kalman filter system with the Stony Brook Parallel Ocean Model v1.0* (preprint). *Oceanography*. <https://doi.org/10.5194/gmd-2022-40>
- Orlanski, I. (1976). A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *Journal of Computational Physics*, 21(3), 251–269. [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(76\)90023-1](https://doi.org/10.1016/0021-9991(76)90023-1)
- Penny, S. G., Behringer, D. W., Carton, J. A., & Kalnay, E. (2015). A hybrid global ocean data assimilation system at NCEP. *Monthly Weather Review*, 143(11), 4660–4677. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00376.1>
- Prasad, R. (1967). A nonlinear hydrologic system response model. *Journal of the Hydraulics Division*, 93(4), 201–222.
- Sakov, P., Counillon, F., Bertino, L., Lisæter, K. A., Oke, P. R., & Korablev, A. (2012). TOPAZ4: an ocean-sea ice data assimilation system for the North Atlantic and Arctic. *Ocean Science*, 8(4), 633–656. <https://doi.org/10.5194/os-8-633-2012>
- Sanikommu, S., Toye, H., Zhan, P., Langodan, S., Krokos, G., Knio, O., & Hoteit, I. (2020). Impact of atmospheric and model physics perturbations on a high - resolution ensemble data assimilation system of the Red Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(8). <https://doi.org/10.1029/2019JC015611>
- Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., Wang, W., et al. (2008). A Description of the Advanced Research WRF Version 3. <https://doi.org/10.5065/D68S4MVH>
- Stanev, E. V., Schulz-Stellenfleth, J., Staneva, J., Grayek, S., Grashorn, S., Behrens, A., et al. (2016). Ocean forecasting for the German Bight: from regional to coastal scales. *Ocean Science*, 12(5), 1105–1136. <https://doi.org/10.5194/os-12-1105-2016>
- Sekine, Y., Nakamura, S., & Wang, Y. W. (2002). Variation in Wind in the Region around Ise Bay. *The Bulletin of the Faculty of Bioresources, Mie University*, 28, 1–9.
- Turner, M., Walker, J., & Oke, P. (2008). Ensemble member generation for sequential data assimilation. *Remote Sensing of Environment*, 112(4), 1421–1433. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.02.042>
- Vandenbulcke, L., & Barth, A. (2015). A stochastic operational forecasting system of the Black Sea: Technique and validation. *Ocean Modelling*, 93, 7–21. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.07.010>
- Vervatis, V. D., De Mey-Frémaux, P., Ayoub, N., Karagiorgos, J., Ghantous, M., Kailas, M., et al. (2021). Assessment of a regional physical–biogeochemical stochastic ocean model. Part 1: Ensemble generation. *Ocean Modelling*, 160. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2021.101781>
- Weaver, A., & Courtier, P. (2001). Correlation modelling on the sphere using a generalized diffusion equation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(575), 1815–1846. <https://doi.org/10.1002/qj.49712757518>
- Whitaker, J. S., & Hamill, T. M. (2012). Evaluating methods to account for system errors in ensemble data assimilation. *Monthly Weather Review*, 140(9), 3078–3089. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00276.1>
- World Meteorological Organization (2018). Guide to instruments and methods of observation - Volume 1 Measurement of Meteorological Variables, World Meteorological Organization Report WMO-No. 8, Geneva, Switzerland, https://library.wmo.int/index.php?id=12407&lvl=notice_display

付録A 境界条件の作成方法

A.1 大気境界条件

大気境界条件は、伊勢湾周辺の AMeDAS のうち、12 の地上観測所（名古屋，セントレア，蒲郡，南知多，豊橋，伊良湖，桑名，四日市，亀山，津，小俣，鳥羽）の観測値を使用して作成した。各計算格子における全ての大気境界条件は、観測点からの距離に応じて正規分布（分散は 100 km²）による重み付けを行うことで補間した。短波放射は、二宮ら(1997)の方法に従って日照時間から計算した。長波放射は、二宮ら(1996)の方法に従って計算した。風速は次のように設定した。観測された風速は、式 (A1) および (A2) の対数法則を使用して、高度 100 m での風速に変換した。

$$W = \frac{U^*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \quad (\text{A1})$$

$$U^* = \frac{W_0 \cdot \kappa}{\ln \frac{h_m}{Z_0}} \quad (A2)$$

ここで、 W は変換された風速、 U^* は摩擦速度、 κ はカルマン定数 ($\kappa=0.4$)、 Z は地表面からの高さ、 Z_0 は粗度長、 W_0 は観測所での風速、 h_m は風速計の高度である。各観測所の粗度長は桑形・近藤(1990)に基づいて設定し、海面の粗度長は 0.001 m とした。各計算格子での風速は、他の気象データと同じ方法を使用して補間した。そして、式(A1)により、高度 10 m での風速を求めた。蒸気圧 e [hPa] は、式 (A3) および (A4) を使用して計算した。

$$e = es \times U/100 \quad (A3)$$

$$es = 6.112 \times \exp\left(\frac{17.62T_a}{243.12+T_a}\right) \quad (A4)$$

ここで、 es は飽和蒸気圧[hPa]、 U は相対湿度[%]、 T_a は気温 [°C] である。パラメータ es の算出方法は、World Meteorological Organization (2018) に基づく。

A.2 側方境界条件

愛知県水産試験場が取得した 10 年間 (2004 年から 2013 年) の毎月の観測データ (観測点番号 A10, 緯度 34.37325, 経度 137.21583, 測定深度: 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150 m) から、1 年の各日の平均水温と塩分を計算し、側方境界条件として使用した。観測データは、水平方向に一様とし、垂直方向に線形補間し、時間方向に線形補間した。

側方境界の潮位データは境界付近にある赤羽根潮汐観測所 (緯度 34.6, 経度 137.18333) の潮位観測データから得られた 14 の主要な潮汐成分 (Sa, Ssa, Mm, MSf, Mf, Q1, O1, P1, S1, K1, N2, M2, S2, K2) の振幅と位相を使用して推定潮位を作成した。その推定潮位に大気圧による補正した潮位を加算して使用した。

A.3 河川境界条件

河川流量は、以下のように貯留関数法により算出した。

$$\frac{ds}{dt} = q_{up}(t) + r(t) - q(t) - q_{base} \quad (A5)$$

$$s = k_1 q^p + k_2 \frac{dq}{dt} \quad (A6)$$

$$Q(t) = \frac{q(t)}{3.6} A \quad (A7)$$

ここで、 s は流域の見かけの貯留高さ[mm]、 t は時間[h]、 r は流域の平均降水量[mm h⁻¹]、 q [mm h⁻¹] は時間 t の流出量、 q_{up} [mm h⁻¹] は上部領域からの流出、 q_{base} [mm h⁻¹] は基底流量、 k_1 , k_2 , p は定数値、 Q [m³ s⁻¹] は河川流量、 A [km²] は流域面積である。式(A6)は、Prasad (1967) に基づく。一級河川については、観測された河川流量と比較し、 k_1 , k_2 , p を設定した。

中小河川の場合、河川流量の観測はほとんど行われなため、流域の平均降水量に流域面積を乗算することで河川流量を推定したうえで、中小河川のパラメータを算出した。各流域の平均降水量 r は次のように計算された。まず、各河川流域を各格子に分割した。各格子点と AMeDAS 観測点の間の距離が計算し、格子点から 30km 未満の AMeDAS データポイントが抽出した。ここで、各格子点で使用された AMeDAS 観測ポイントの最大数は 10 とした。各格子での降水量は、他の気象データと同じ重み付けの方法で補間して計算した。各格子の降水量の合計は、流域の平均降水量として採用した。

河川水温 T_w [°C] は河口付近の気温 T_a [°C] から式(A8)を用いて算出した。

$$T_w = aT_a + b \quad (A8)$$

ここで、 a と b は河口付近の観測気温と観測河川水温の関係から計算されたパラメータである。

付録B 境界条件に付加する摂動の大きさ

B.1 気温

大気境界条件の気温の主な誤差要因は、観測点 (海と地面) の違いと空間補間の影響であると考えられる。したがって、伊勢湾のモニタリングポスト 5 点 (湾央, 湾口, 1 号ブイ, 2 号ブイ, 3 号ブイ, 表-3 及び表-5 参照) で観測された気温は正確であると仮定し、2015 年 4 月から 2019 年 12 月までの伊勢湾のモニタリングポストで観測された気温と同じ位置の境界条件の気温を 1 時間ごとに抽出した。平均値の差を差し引いた観測値と計算値の差の絶対値の累積度数分布を求め、累積度数が 68.2% になる温度を 3.05°C と算出した。したがって、各アンサンブルメンバーの境界条件の気温に、正規分布で平均ゼロ、標準偏差 ξ が 3.05°C のシステムノイズを付加した。

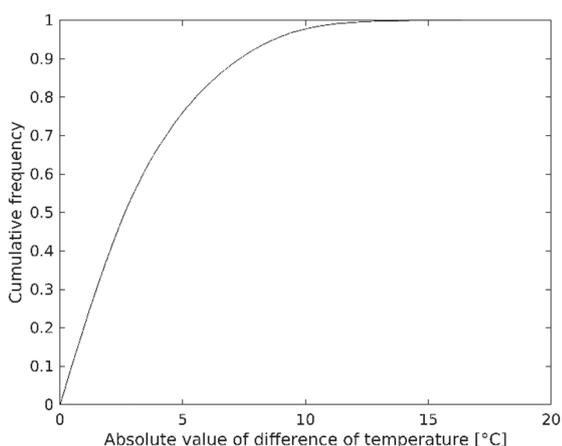


図 B-1 湾央における気温の誤差の累積度数分布

B.2 風速

風速の大気強制条件の誤差係数 ξ は、気温と同じ方法で推定した。平均値の差を差し引いた観測値と境界条件の差の絶対値の累積度数分布を求め、累積度数が 68.2%となる値を 3.45 m s^{-1} と算出した。そのため、各アンサンプルメンバーの風速の境界条件に、正規分布で平均ゼロ、標準偏差 ξ が 3.45 m s^{-1} のシステムノイズを付加した。

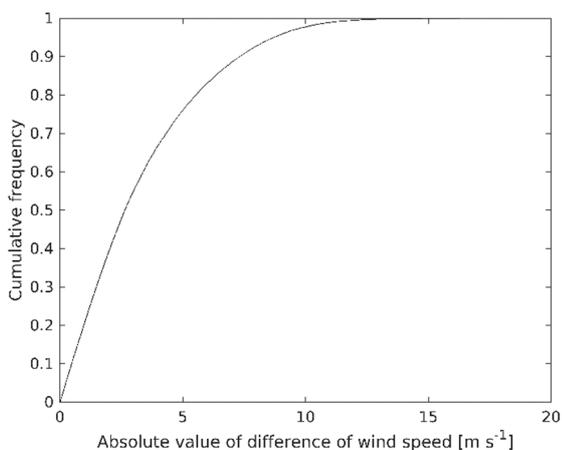


図 B-2 湾央における風速の誤差の累積度数分布

B.3 側方境界条件の水温

2.2 節で説明したように側方境界条件の水温は 10 年間の平均値を与えている。すなわち、側方境界条件の水温の誤差は、主に数値シミュレーション期間中の実際の観測値を使用していない（平均値を使用した）ことによると考えられる。

そこで、 ξ を次のように推定した。まず、愛知県水産試験場により実施された 2016 年の月 1 回の観測水温は正確で

あると仮定した。次に観測値から線形補間により 2016 年の各日の水温を算出した。算出した観測水温と側方境界条件と比較することにより誤差を推定した。比較期間は 2016 年 1 年間とした。平均値の差を差し引いた後、観測値と境界条件の差の絶対値の累積度数分布を算出し、累積度数が 68.2%となる値を 0.73°C と算出した。したがって、各アンサンプルメンバーの水温の側方境界条件に、正規分布で平均ゼロ、標準偏差 ξ が 0.73°C のシステムノイズを付加した。

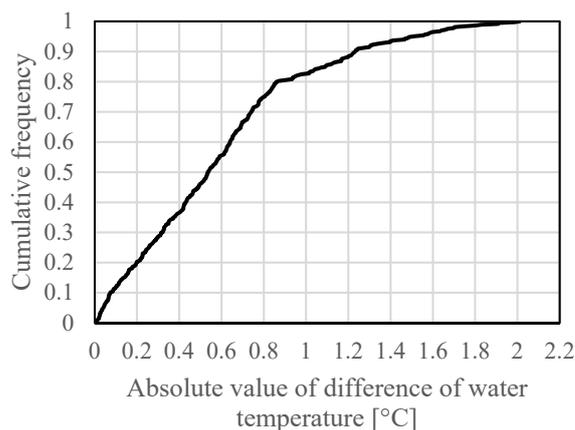


図 B-3 側方境界条件の表層の水温の誤差の絶対値の累積度数分布

B.4 側方境界条件の塩分

塩分の側方境界条件に付加するシステムノイズの大きさは、水温と同じ方法で推定した。平均値の差を差し引いた観測値と境界条件の差の絶対値の累積度数分布を求め、累積度数が 68.2%となる値を 0.20 と算出した。したがって、各アンサンプルメンバーの側方境界条件の塩分に、正規分布で平均ゼロ、標準偏差 ξ が 0.20 のシステムノイズを付加した。

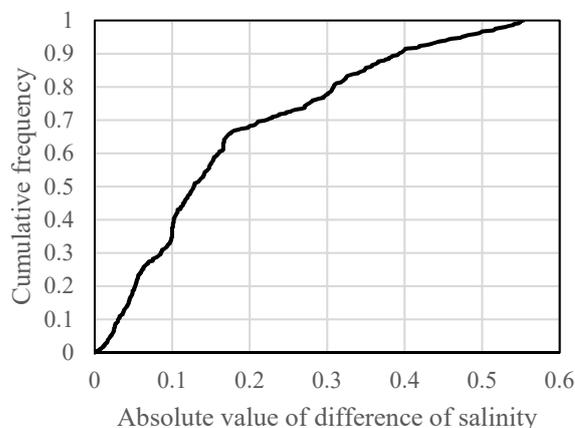


図 B-4 側方境界条件の表層の塩分の誤差の絶対値の累積

度数分布

B.5 河川境界条件の河川流量

河川流量の誤差要因は、主に貯留関数法の推定誤差と貯留関数法へ入力する降水量の時空間誤差であったと考えられる。したがって、河川流量に付加するシステムノイズの大きさは次のように推定した。河川流量に固有の変動率は、各河川で同時に同じであると仮定し、河川ごとに流量変動率が異なる場合、その変動を河川流量の誤差とみなした。期間は2015年4月から2019年12月までとし、伊勢湾に流入する10の一級河川（木曾川、長良川、揖斐川、矢作川、豊川、庄内川、鈴鹿川、雲出川、櫛田川、宮川）の平均流量を算出した。河川流量変化率は、各河川の流量を各河川の平均流量で割って算出し、各時間の標準偏差を求めた。標準偏差の累積度数が68.2%の場合、値は0.35と計算された。したがって、各アンサンブルメンバーの境界条件は、正規分布で平均ゼロ、標準偏差 σ が0.35のシステムノイズを河川境界条件の河川流量に乗算して作成した。

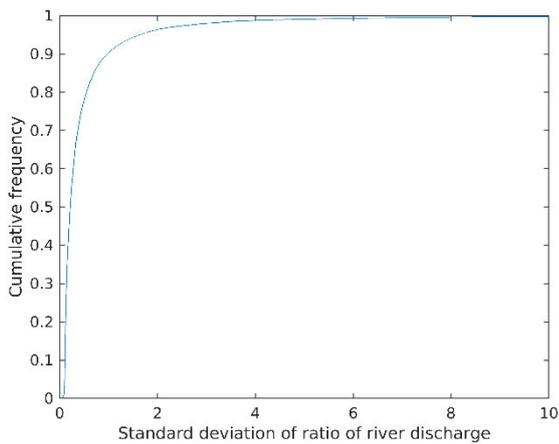


図 B-5 河川流量の変化率の累積度数分布

B.6 河川境界条件の河川水温

河川水温の主要な誤差要因は空間相関誤差と推定誤差と考えられた。そのため、河川間で水温に差がある場合は、それが誤差であると想定してシステムノイズを追加した。すなわち、伊勢湾に流入する10の一級河川について、各時刻における各河川の水温の標準偏差を算出した。期間は2015年4月から2019年12月までとした。その後、全期間の誤差の大きさの分布が正規分布に従うとし、累積度数分布が作成され、累積度数が68.2%の値を算出した。すなわち、各アンサンブルメンバーの河川境界条件の温度に、正規分布で平均ゼロ、標準偏差 σ が1.21°Cのシステムノイズ

を付加した。

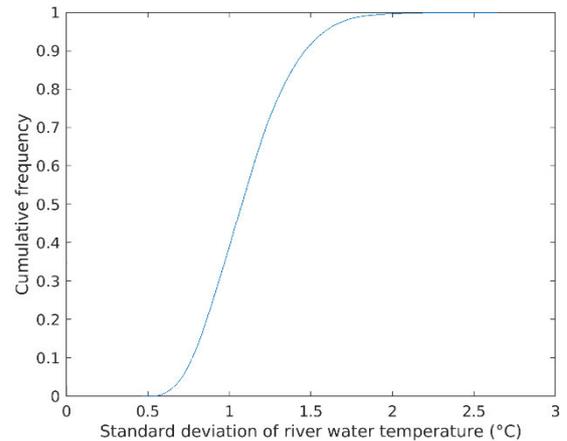


図 B-6 1 級河川の水温の標準偏差の累積度数分布

港湾空港技術研究所報告 第61巻 第1号

2022. 6

編集兼発行人 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

発行所 港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

Copyright © (2022) by MPAT

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of MPAT

この資料は、海上・港湾・航空技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は海上・港湾・航空技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

CONTENTS

1. Data Assimilation Experiment by Regional Coastal Data Assimilation Method for Ise Bay Simulator throughout the Year : Perturbation of Boundary Conditions to Create Appropriate Ensembles in Coastal Estuary Modeling
Yoshitaka MATSUZAKI • Tetsunori INOUE
2. Development of Assembled Precast Pier with Crimped Construction by Prestressing
-Quick and Labor-saving Construction Method with Factory-produced Precast Concrete Members-
Yutaka TANAKA • Katsuya IKENO • Arata ISHIZUKA • Tomohiro TANAKA • Shunsuke KANAEDA
Yuuki KURIHARA • Yoshiaki MAE • Kimihiko AMAYA • Sumire NAKAMURA • Yuichiro KAWABATA
Ema KATO • Mitsuyasu IWANAMI